



Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques

Mohamed Chaker Raddadi

► To cite this version:

Mohamed Chaker Raddadi. Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2004. Français. NNT : . tel-00704890

HAL Id: tel-00704890

<https://theses.hal.science/tel-00704890>

Submitted on 6 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ 1 DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 4 5

ÉTUDE DE LA NATURE DE LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES
ROCHES CARBONATÉES DE PLATE-FORME :
ANALYSES ET INTERPRÉTATIONS ENVIRONNEMENTALES, DIAGÉNÉTIQUES ET GÉODYNAMIQUES

Mohamed Chaker Raddadi



2005



**UNIVERSITÉ
JOSEPH FOURIER**
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MEDECINE

ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 45

ÉTUDE DE LA NATURE DE LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES
ROCHES CARBONATÉES DE PLATE-FORME :
ANALYSES ET INTERPRÉTATIONS ENVIRONNEMENTALES,
DIAGÉNÉTIQUES ET GÉODYNAMIQUES

Mohamed Chaker Raddadi



2005



Mohamed Chaker RADDADI est né à Tozeur, aux portes du désert, dans le sud-ouest de la Tunisie, le 6 janvier 1975. Après des études primaires, secondaires et un baccalauréat scientifique passés dans sa ville natale, il a migré vers la ville de Sfax sur la côte est de la Tunisie pour entamer des études universitaires. Après deux années préparatoires en biologie - géologie à l'Institut Préparatoire aux Etudes d'Ingénieur de Sfax (IPEIS), il a intégré l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) dans la branche « Géoressources » où il s'est spécialisé dans les techniques de recherche et d'exploration des ressources minières et pétrolières. Au terme de trois années à l'ENIS, il a obtenu en 1999, avec la mention très bien, son diplôme d'Ingénieur géologue. Il a ensuite bénéficié d'une bourse du gouvernement tunisien pour venir en France poursuivre des études de troisième cycle en géologie. Inscrit à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, il a soutenu un mémoire de DEA au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) sous la direction de Mme Annie Arnaud-Vanneau, mémoire portant sur un sujet de recherche financé par le groupe Total et consacré à l'étude sédimentologique et séquentielle de la plate-forme carbonatée hauterivienne (Habshan) en Oman. En novembre 2000, toujours au LGCA de Grenoble, il a commencé ses travaux en vue d'une thèse de Doctorat d'Université. Cette thèse de doctorat, soutenue à Grenoble le 13 janvier 2004, est publiée dans cet ouvrage. Il a par la suite passé deux années de recherches post-doctorales au CNRS de Montpellier dans le cadre d'un projet de recherche du groupe TOTAL consacré à l'étude de la série carbonatée protérozoïque du bassin de Taoudenni en Mauritanie.

Djebel Djediri, près de Fondouk el Aouareb, 40 km au sud-est de Kairouan (Tunisie centrale).
Cliché H. Arnaud

ÉTUDE DE LA NATURE DE LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES ROCHES CARBONATÉES DE PLATE-FORME : ANALYSES ET INTERPRÉTATIONS ENVIRONNEMENTALES, DIAGÉNÉTIQUES ET GÉODYNAMIQUES

par Mohamed Chaker RADDADI *

RÉSUMÉ.— Lors de l'interprétation des diagraphies de radioactivité des carbonates, les pics de gamma-ray sont très souvent assimilés à des pics d'argilosité. Les faibles radioactivités sont, quant à elles, attribuées à des niveaux calcaires très peu marneux et pauvres en matière organique. Toutefois, l'enregistrement de la radioactivité gamma totale à l'aide d'un scintillomètre portable dans les carbonates de la plate-forme urgonienne des environs de Grenoble a révélé l'existence d'anomalies de la radioactivité dans ces roches, notamment la présence de pics importants de la radioactivité dans des niveaux calcaires purs ou très pauvres en minéraux argileux et détritiques.

Le but de ce travail a été d'arriver à identifier les éléments radioactifs associés aux différents types de carbonates, leurs localisations, leurs abondances et leurs contributions respectives au signal gamma total enregistré pour mieux comprendre l'origine de la radioactivité dans ces roches, d'une part, et proposer une méthode pour mieux utiliser l'outil gamma-ray pour des interprétations séquentielles et environnementales dans les séries de carbonates de plate-forme, d'autre part.

Pour mener à bien ce travail nous avons choisi plusieurs sites d'études, mais nous nous sommes intéressés à deux intervalles bien particuliers :

- le premier correspond à la séquence de dépôt BA3 (troisième séquence de dépôt du Barrémien supérieur) formée principalement de faciès calcaires. Nous avons étudié cette séquence dans les massifs subalpins septentrionaux des environs de Grenoble et dans le Jura suisse de la région de Neuchâtel,

- le deuxième correspond à l'intervalle des couches inférieures à orbitolines. Nous avons étudié cet intervalle dans les massifs subalpins septentrionaux aux environs de Grenoble, en Espagne dans le bassin d'Organya et au Jebel Jediri dans la région de Kairouan en Tunisie. Nous avons réalisé une étude sédimentologique et séquentielle très détaillée de l'ensemble des coupes étudiées. L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène nous a permis d'avoir une meilleure idée sur l'histoire et l'évolution diagénétique de ces carbonates, mais aussi de proposer une corrélation à grande échelle entre les différentes zones d'études. La corrélation des courbes isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux et de ses équivalents en Tunisie et en Espagne avec la coupe stratotypique du Bédoulien nous a permis d'apporter un argument de plus pour dater du Bédoulien inférieur cet intervalle des couches inférieures à orbitolines (CIO).

Les analyses en spectrométrie gamma d'échantillons prélevés dans les différents faciès carbonatés étudiés, montrent clairement que c'est l'uranium qui est la principale source des émissions gamma dans ces roches et que les variations de la courbe gamma-ray totale est très étroitement liée aux variations des teneurs et de l'activité de cet élément.

Des analyses complémentaires en ICP-MS nous ont permis de préciser qu'il existe au moins trois sources de l'uranium dans les carbonates de plate-forme :

- l'uranium fixé dans les tests d'échinodermes qui abondent lors des phases d'approfondissement relatif des milieux de dépôt (aux environs des *mfs* et *mfs* relatives de paraséquences),

* Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 1381, rue de la Piscine, BP 53, 380421 Grenoble Cedex.

Thèse de l'Université Joseph Fourier de Grenoble (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines) soutenue le 13 janvier 2004 devant la commission d'examen :

A. ARNAUD-VANNEAU, Directeur de recherches, directeur de thèse
 H. BEN DHIA, Professeur à l'Université de Sfax, Tunisie, directeur de thèse
 G. POUPEAU, Chargé de recherches à l'Université de Bordeaux, directeur de thèse
 G. MASCLE, Professeur à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, Président
 T. ADATTE, Professeur à l'Université de Neuchâtel (Suisse), rapporteur
 A. MASCLE, Professeur à l'Institut Français du Pétrole, rapporteur
 E. CARRIO, Maître de conférences à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, examinateur
 J. OUALI, Maître de conférences à l'E.N.I.S (Sfax, Tunisie), examinateur
 PH. LAPOINTE, Ingénieur, Société Total, centre de Pau, examinateur
 I. ZGHAL, Maître de conférences à l'Université de Sfax (Tunisie), examinateur

— l'uranium qui provient de la circulation des fluides météoriques lors des phases d'émersion et qui se concentre dans les environs des limites de séquences de dépôt et de certaines paraséquences émerives.

Nous avons réussi à montrer avec l'ensemble de ces analyses et observations que le gamma-ray ne peut pas être utilisé sans discussion critique comme outil de corrélation lithologique et que son utilisation indépendamment des autres outils diagraphiques peut conduire à corréler des ensembles sédimentaires très différents.

MOTS-CLÉS.— Radioactivité naturelle, Crétacé inférieur, Calcaires urgoniens, Plate-forme, France Sud-Est.

ABSTRACT.— In well-logging, values of gamma-activity are measured by scintillometry. A conventional paradigm is to link high γ -activity to Potassium (K) and Thorium (Th) isotopes present in clays and to Uranium isotopes present either in detrital sediments (typically in zircon or monazite minerals) or to sediments rich in organic matter. In shallow-water carbonates platforms, high γ -activities are interpreted in the same way. However, in a first γ -scintillometer survey of the *Gorges du Nan* section (subalpine Vercors massif), we found inconsistencies between lithologies and their expected γ -responses: the highest radioactive beds do not correspond to high argillaceous or detrital limestones and marls, but to some low content argillaceous or “pure” limestones beds.

The aim of this study was to identify the radioactive isotopes associated to different types of carbonates, their localisation, their abundance and their respective contribution to the total gamma response in order to propose a new method for the interpretation of gamma-ray logs in shallow-water carbonates.

This study was focused on two intervals:

- The first one corresponds to the Ba3 depositional sequence (Upper Barremian) which is composed essentially of limestones. This sequence was studied in the Vercors and Chartreuse subalpine massifs near Grenoble and in the Swiss Jura near Neuchâtel;
- The second one corresponds to the “Lower Orbitolina marls” interval. This interval was studied in the Vercors and Chartreuse subalpine massifs near Grenoble, in Spain (Organya basin) and in central Tunisia near Kairouan.

We carried out detailed sedimentological, diagenetic and isotopic studies of all these sections. Oxygen and carbon stable isotopes analyses allowed us to establish some large scale correlations between sections in the French Alps, in the Pyrenees and in central Tunisia. The good correlation between Oxygen and Carbon stable isotopes curves of the Lower Orbitolina marls in all the studied areas with the same curves of the Lower Beboulian stratotypic section in Cassis-La Bédoule, proves that the Lower Orbitolina marls are Lower Beboulian in age.

In addition, we carried out detailed γ -scintillometry field surveys and performed analyses of selected samples from the *Gorges du Nan* (Vercors) and *Gorges du Frou* (Chartreuse) sections by low-level γ -spectrometry and ICP-MS. The results confirm the common idea that K and Th contents are associated to clays and detrital sediments. On the contrary, they show that Uranium contents does not follow the same behavior and are not associated to a specific lithology. In all the studied sections we noticed a good correlation between gamma-ray peaks and some key surfaces in sequence stratigraphy (sequence boundaries Sb, mfs and some parasequence boundaries). We noticed also a good correlation between uranium content peaks and the abundance of echinid fragments. In every analyzed samples, isotopes of the uranium decay series are by far the main source of gamma-activity. The contributions of K and of the Th decay series are negligible. Thus the interpretation of gamma-ray logs in shallow water carbonate platform should be revised: rather than a lithological index, it should be used to identify key surfaces in sequence stratigraphy in addition to other diagraphic tools.

KEY WORDS.— Radioactivity, Gamma-ray, Early Cretaceous, Urganian limestones, Platform, SE France.

PREMIÈRE PARTIE

Chapitre 1

INTRODUCTION

1.— OBJECTIFS

Les émissions Gamma naturelles dans les carbonates sont souvent interprétées comme le résultat de la présence de potassium et d'uranium dans les niveaux riches en minéraux détritiques et argileux ou, dans certains cas, à la présence d'uranium et de thorium dans des niveaux riches en matière organique. Peu de travaux se sont intéressés à l'origine de la radioactivité des carbonates de plates-formes de sorte que les pics de radioactivité dans ces roches sont encore très souvent assimilés à des pics d'argilosité. Les faibles radioactivités sont, quant à elles, attribuées à des niveaux calcaires très peu marneux et pauvres en matière organique.

Le but de cette thèse est d'arriver à identifier la nature, la localisation et les abondances relatives des isotopes radioactifs associés aux différents types de carbonates afin, d'une part, de mieux connaître et comprendre l'origine de cette radioactivité et, d'autre part, de mieux caractériser la nature des réponses gamma-ray totales dans des environnements de carbonates de plate-forme qui ont été affectés par une histoire diagénétique plus ou moins complexe.

Il s'agit de mettre au point une méthode d'interprétation des réponses gamma-ray sur une plate-forme carbonatée bien connue (Crétacé inférieur dans les environs de Grenoble : plate-forme urgonienne) en utilisant un scintillomètre portable puis à tester cette méthodologie sur plusieurs autres sites (autres plates-formes carbonatées), à savoir une coupe de terrain en Tunisie, deux coupes en Suisse et une autre en Espagne dans des séries équivalentes, et, enfin, à généraliser l'emploi de cette méthode sur des données de terrain et de puits.

Des coupes de références ont été choisies dans les calcaires urgoniens des environs de Grenoble. Quoique l'ensemble de la série urgonienne ait été analysé, nos études se sont concentrées sur deux intervalles bien particuliers :

- le premier intervalle correspond à la séquence de dépôt BA3 (troisième séquence de dépôt du Barrémien) associée à la première transgression du Barrémien supérieur. Il s'agit d'une série calcaire bioclastique passant à des calcaires oolitiques et des calcaires à rudistes vers le sommet. Cette séquence de dépôt est limitée à la base et au sommet par deux limites majeures dont la première, à la base (SbB3),

correspond à la limite érosive la plus importante de tout le Crétacé inférieur dans le domaine subalpin ; la deuxième, au sommet, (SbB4) correspond à une importante surface d'émersion et de karstification,

- le deuxième intervalle correspond aux couches inférieures à orbitolines associées à la première transgression de l'Aptien inférieur et faisant partie de la séquence de dépôt AP1. Il s'agit d'un intervalle marno-calcaire riche en orbitolines et en éléments détritiques.

Le choix de ces deux intervalles avait pour but d'étudier les deux cas extrêmes des faciès carbonatés à savoir, d'un côté, un faciès calcaire presque pur et, de l'autre côté, un faciès argilo-carbonaté riche en apports détritiques.

2.— INTRODUCTION GÉNÉRALE

Lors d'un mémoire de maîtrise, Girard [1998] a réalisé un enregistrement en continu des émissions gamma à l'aide d'un scintillomètre portable dans les carbonates de la plate-forme urgonienne des environs de Grenoble (Vercors, chaînes subalpines, France). Cet enregistrement montre des valeurs relativement faibles, mais révèle l'existence d'anomalies de radioactivité dans ces roches. Ces anomalies ont été retrouvées dans les mêmes niveaux d'une coupe à l'autre et correspondent, dans la plupart des cas, à des surfaces remarquables en stratigraphie séquentielle (limites de séquences de dépôt, limites de paraséquences et maxima d'approfondissements ou *mfs*).

Les mesures réalisées à l'aide d'un scintillomètre portable ne permettent pas de préciser quels sont les radio-isotopes responsables des signaux enregistrés et donc d'atteindre les teneurs respectives en U, Th et K, principales sources des émissions gamma naturelles dans les roches. Pour arriver à interpréter ces réponses radioactives, il était indispensable de compléter les analyses par :

- la spectrométrie gamma à bas bruit de fond qui permet d'identifier les principaux émetteurs γ de la roche ;
- l'analyse chimique, en particulier par ICP, pour atteindre les teneurs en U, Th (par ICP-MS) et en K (par ICP-AES) ;
- la cartographie par traces de fission (TF) qui permet de localiser les différents émetteurs gamma dans la roche.

Mais, une telle interprétation nécessite aussi :

- d'effectuer un découpage séquentiel associé à une étude diagénétique fine des limites de séquences de dépôt et des paraséquences. Cette étude réalisée, tant sur le terrain qu'en laboratoire grâce à une étude micro-paléontologique et faciologique fine d'échantillons prélevés dans ces roches, permet de remonter aux paléoenvironnements de dépôt et à l'histoire diagénétique de ces carbonates,
- d'analyser les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les carbonates étudiés pour aider à la reconstitution des environnements de dépôt et des surfaces d'émersion, permettre d'identifier les sources originales de la radioactivité, s'il y a lieu, et séparer le signal sédimentaire original des contaminations diagénétiques postérieures par circulations de fluides.

Les premiers tests ont été effectués au CBPF (*Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas*), Rio de Janeiro-Brésil sur un spectromètre gamma à bas bruit de fond. Les résultats obtenus sur la composition qualitative et quantitative des isotopes radioactifs montrent qu'il semble bien y avoir une relation entre la nature des carbonates de plate-forme analysés et les éléments radioactifs associés.

La première étape de l'étude consiste, donc, à réaliser une analyse sédimentologique très détaillée de chacune des coupes choisies. Cette étude consiste en une analyse séquentielle haute définition sur le terrain couplée à un échantillonnage serré (pas d'échantillonnage d'environ 50 cm). L'étude faciologique, micropaléontologique et diagénétique en lames minces des échantillons recueillis permet de remonter aux conditions et milieux de dépôts des carbonates étudiés et de reconstituer leurs histoires diagénétiques. L'intégration de toutes ces données aux résultats des analyses isotopiques réalisées sur ces échantillons permettra de déterminer la relation qui existe entre la composition minéralogique des carbonates, leur mode de dépôt, leur histoire diagénétique et leur radioactivité.

3.— LES CARBONATES URGONIENS DES MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX

Il y a 120 Ma, des plates-formes carbonatées tropicales s'étendaient à l'emplacement du Vercors et de la Chartreuse. Les sédiments qui s'y déposaient forment actuellement l'essentiel des plateaux calcaires et des falaises dans ces massifs.

La plate-forme urgonienne telle qu'elle a été définie par Arnaud-Vanneau *et al.* [1976], correspond à "une vaste surface à fond sub-horizontale et à faible profondeur." L'intérieur de la plate-forme ou domaine interne est caractérisé par un faible hydrodynamisme. Ce domaine peut être assimilé en partie à un lagon avec des dépôts de moyenne et faible énergie. La bordure de plate-forme est par contre exposée à un hydrodynamisme

intense. Elle est caractérisée par des sédiments bioclastiques de haute énergie, souvent grossiers.

Les principaux sédiments constituant cette plate-forme carbonatée urgonienne ont été regroupés par Arnaud-Vanneau [1980] en quatre ensembles sédimentaires :

- **Ensemble pré littoral**, qui correspond au talus externe de la plate-forme caractérisé par des sédiments calcaréo-argileux, vaseux et vaso-sableux à faune circo-littorale,
- **Ensemble de plate-forme** : appartenant à l'étage infralittoral, cet ensemble peut être subdivisé en trois sous ensembles :
 - **La bordure de plate-forme** caractérisée par des dépôts bioclastiques grossiers et oolitiques ou des constructions à Cnidaires. Ces sédiments traduisent une forte agitation et donc une forte influence des facteurs hydrodynamiques.
 - **La plate-forme interne** : les sédiments qui s'y déposent correspondent à des calcaires sableux à rudistes où une portion externe de sédiments à microfaune très diversifiée vient se mélanger aux sédiments internes appauvris en microfaune.
 - **Les chenaux** qui sont des dépressions allongées recoupant obliquement les autres ensembles de la plate-forme. Ces chenaux sont caractérisés par des dépôts de vases argilo-carbonatées à faune très diversifiées.
- **Ensemble margino-littoral** : placé dans les étages médiolittoral et supra-littoral, cet ensemble comprend des sédiments calcaires sableux de plage et des sédiments vaseux des marais maritimes.
- **Ensemble ad littoral** : correspond au domaine émergé de la plate-forme où des lagunes à characées ont pu s'installer.

3.1. Les principaux affleurements des Calcaires urgoniens dans le Vercors et la Chartreuse

Dans le Vercors, les calcaires urgoniens constituent pratiquement la moitié des affleurements observés (fig. 1). Ils forment les ossatures des plis et apparaissent au sommet des voûtes anticlinales [Arnaud-Vanneau, 1980]. En fait, dans cette région, l'érosion a rarement entaillé les terrains au-dessous du Valanginien en dehors de la région du Bec de l'Echaillon à l'ouest du chevauchement de Voreppe.

Dans la Chartreuse, région très tectonisée avec des plis très serrés et d'importants chevauchements, l'érosion a très fortement affecté cette zone et a, souvent, atteint les assises jurassiques. Dans ce contexte, les calcaires urgoniens sont très faiblement représentés et les affleurements ne forment que quelques lambeaux dispersés dont certains occupent les cœurs des synclinaux (fig. 1). Les calcaires urgoniens ne représentent dans cette zone que le quart ou le tiers de l'ensemble des affleurements [Arnaud-Vanneau, 1980].

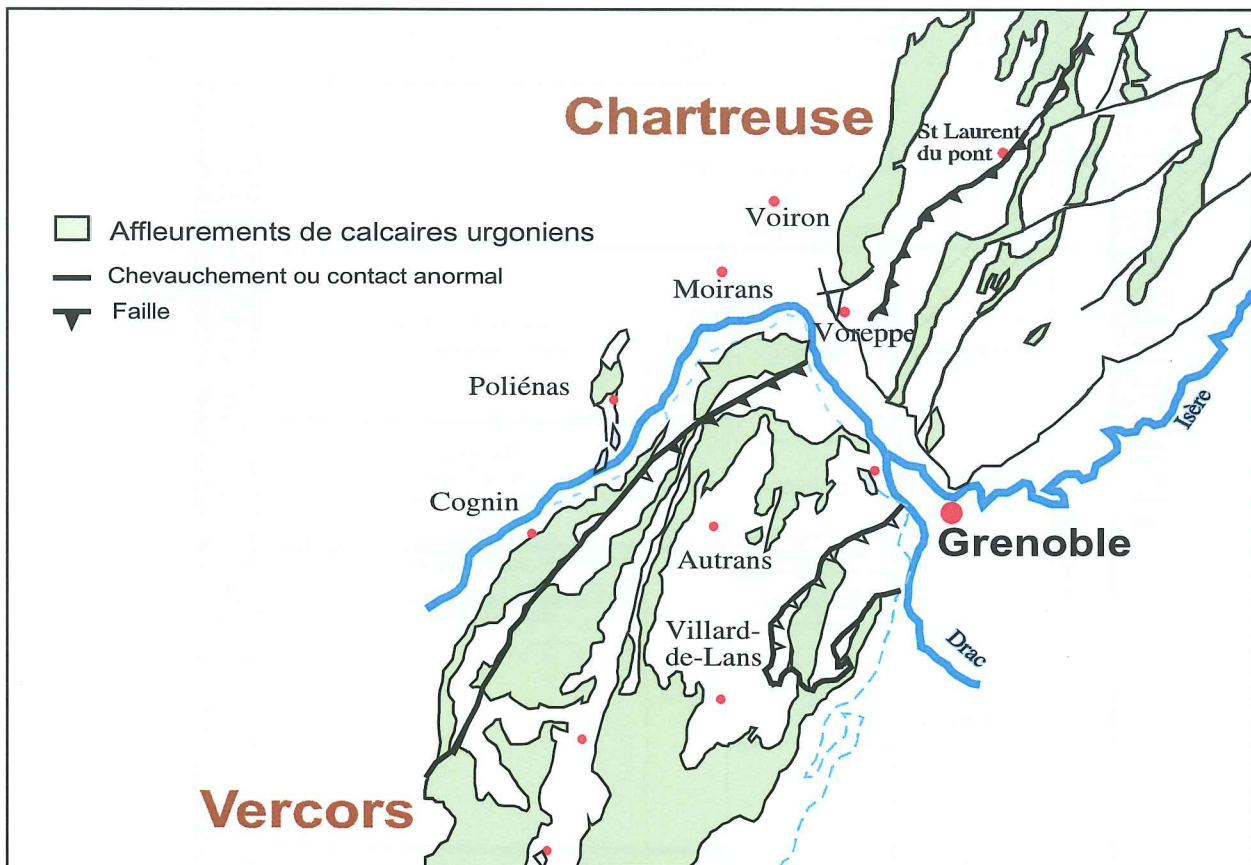


FIG. 1.- Les affleurements de calcaires urgoniens dans le Vercors septentrional et la Chartreuse d'après Arnaud-Vanneau [1980].

3.2. Datation et stratigraphie séquentielle

Les difficultés rencontrées pour la datation des séries de plate-forme du Crétacé inférieur sont dues aussi bien à la méconnaissance, dans bien des cas, de la distribution stratigraphique des faunes benthiques qu'à la difficulté de corréler des séries de bassin à faune planctonique avec celles de plate-forme à faune benthique. La plate-forme carbonatée urgonienne des massifs subalpins du Sud-Est de la France représente une zone privilégiée pour trois raisons principales [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1989] :

- la localisation de cette plate-forme sur les marges du bassin vocontien où a été défini la zonation standard des ammonites pour la province mésogéenne (fig. 2),
- l'abondance des orbitolinidés dans les séries formant cette plate-forme,
- la présence, surtout dans le Vercors, d'intercalations riches en ammonites dans le domaine de bordure de plate-forme.

Par définition, la Formation des Calcaires urgoniens du Vercors *sensu* Arnaud [1981] correspond aux couches situées au-dessus des marnes de Fond Froide, c'est-à-dire au-dessus du toit des calcaires de Glandasse,

niveau le plus riche en *Camereiceras limentinus* (THIEULOY) de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur. Elle est bornée au sommet par la base de la couche supérieure à orbitolines. Cet intervalle est subdivisé en trois parties :

- une partie basale, représentant le **membre inférieur des Calcaires urgoniens** contenant le prisme de haut niveau de la séquence BA3, la séquence BA4 et la séquence BA5,
- une partie transgressive formée par des calcaires et des marnes très riches en orbitolinidés qui constitue l'intervalle transgressif (TST) de la séquence AP1. Cette partie correspond au **membre des couches inférieures à orbitolines** [Arnaud *et al.*, 1998],
- une partie sommitale, appelée **membre supérieur des Calcaires urgoniens**, représentant le prisme de haut niveau de la séquence AP1. Elle est surmontée par la **couche supérieure à orbitolines** riche en *Palorbitolina lenticularis*.

Les datations par ammonites et les attributions stratigraphiques pour les calcaires urgoniens sont toujours l'objet d'un débat. Deux écoles s'affrontent : pour les uns [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud, 1981 ; Viéban, 1984 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991 ; Arnaud *et al.*, 1993 ; Hunt et Tucker, 1993 ; Wermeille, 1996] les Calcaires urgoniens

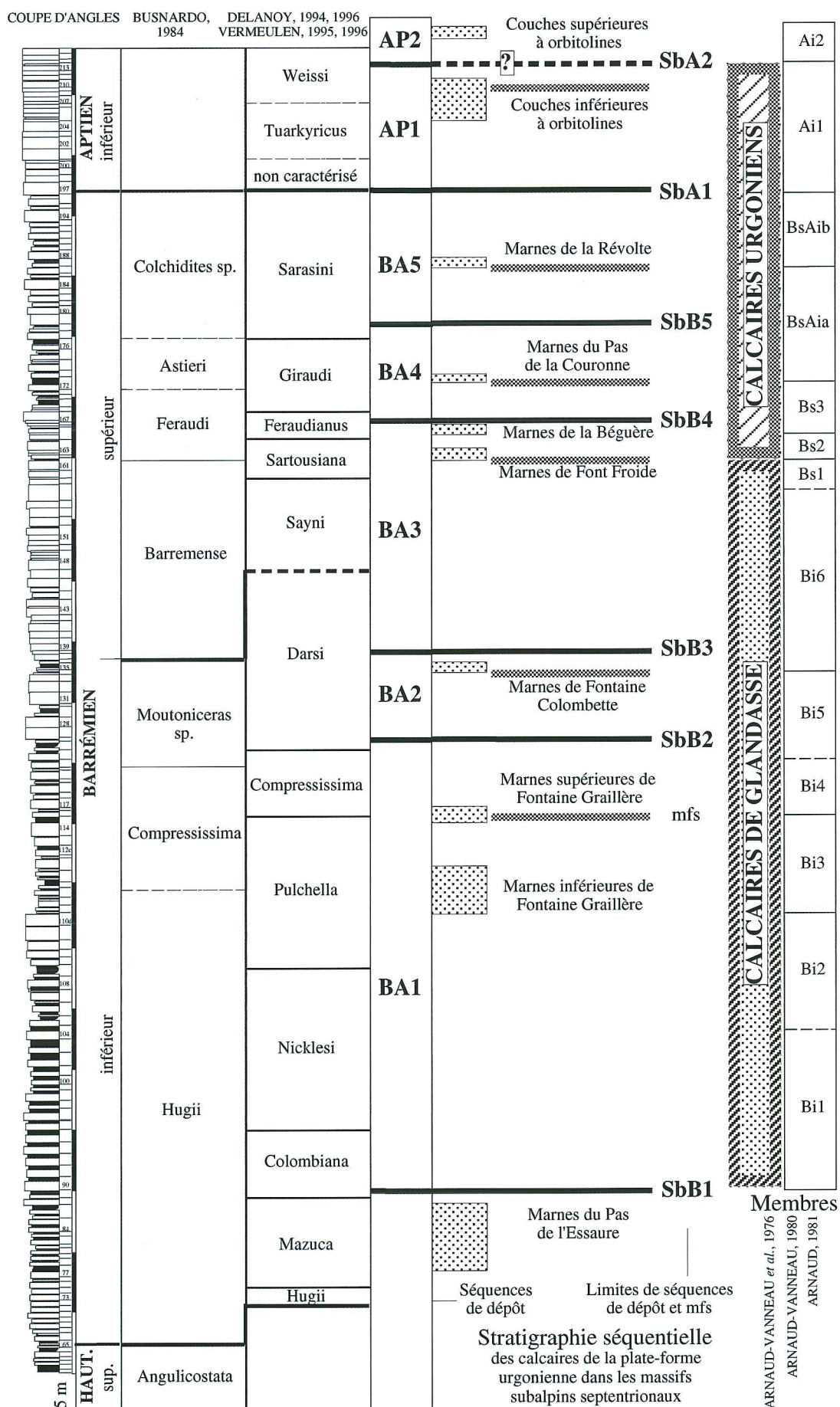


FIG. 2.- Zones d'ammonites et stratigraphie séquentielle des dépôts de la plate-forme urgonienne (Formation des Calcaires de Glandasse et Formation des Calcaires urgoniens) dans les massifs subalpins septentrionaux [Arnaud *et al.*, 1998].

seraient d'âge Barrémien supérieur à Aptien inférieur ; pour d'autres [Clavel *et al.*, 1987 ; Busnardo *et al.*, 1991 ; Clavel *et al.*, 1994 et 1995 ; Trabold, 1996] ils débuteraient à l'Hauterivien supérieur dans le Jura, puis au Barrémien inférieur dans les massifs subalpins. Ces deux opinions divergentes traduisent aussi une grande différence du point de vue des interprétations stratigraphiques : la première implique la présence d'une grande lacune sédimentaire à la base des calcaires urgoniens du Vercors septentrional et du Jura, une continuité latérale des corps sédimentaires du Barrémien supérieur et de l'Aptien basal du Jura au Vercors et l'absence de progradation entre le Jura et le Vercors méridional pour les couches de cet âge tandis que les calcaires urgoniens apparaissent comme un ensemble transgressif [Arnaud *et al.*, 1998] ; la deuxième implique une lacune importante de la partie sommitale du Barrémien inférieur et du Barrémien supérieur entre le Vercors septentrional et le Jura neuchâtelois, une progradation graduelle et généralisée vers le sud des carbonates de plate-forme et l'organisation générale régressive des faciès urgoniens [Clavel *et al.*, 1994 et 1995].

Dans la zone englobant la partie nord du Vercors et le Jura (zone qui nous intéresse dans cette étude), aucune ammonite n'a été recueillie dans le membre inférieur des calcaires urgoniens. Il faut alors s'interroger sur les conclusions de Clavel *et al.* [1987, 1994a et 1995] qui affirment avoir daté ces calcaires grâce à des ammonites. Les datations et interprétations stratigraphiques proposées par Arnaud-Vanneau et Arnaud depuis les années 1970 sont basées, d'abord, sur les corrélations avec les séquences de bordure de plate-forme renfermant des ammonites, ensuite, sur les associations d'orbitolinidés et enfin sur des corrélations séquentielles [Arnaud *et al.* 1998]. Plus récemment,

cette hypothèse a été étayée par de nouvelles données paléontologiques (charophytes, pollens, dinoflagellés) qui fournissent des données stratigraphiques et des datations qui viennent confirmer les hypothèses précédemment proposées. C'est pour cette raison que dans ce travail, nous nous appuyons sur les travaux de Arnaud-Vanneau [1976], Arnaud [1981], Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] et Arnaud *et al.* [1998].

Nous rappelons que :

- le premier niveau qui surmonte la limite de séquence de dépôt Sbb4 dans la coupe du Plateau d'Andey est daté par charophytes du Barrémien supérieur par Mojon [1996],
- le deuxième correspond au maximum de transgression de la séquence de dépôt BA4 qui contient, dans la coupe des Gorges du Frou, un assemblage de dinokystes du Barrémien supérieur.

Dans cette dernière coupe, les bancs sus-jacents contiennent aussi des charophytes (TST de la séquence BA5) attribués à l'Aptien inférieur sans, toutefois, exclure la possibilité d'un âge Barrémien terminal. La limite Barrémien-Aptien n'est pas encore connue avec certitude et les méthodes de datation actuelles ne permettent pas de la localiser avec précision. Il est, alors possible de la mettre entre le maximum de transgression de la séquence BA4 et la limite de séquence Sba1 ou, comme l'a fait Arnaud-Vanneau [1980], de la placer dans son membre Bsa1. Cela conduit, donc, à ranger la séquence de dépôt BA5 dans le Barrémien supérieur plutôt que dans l'Aptien inférieur.

En résumé, les séquences de dépôt BA3, BA4 et BA5 constituant les calcaires urgoniens inférieurs seraient d'âge Barrémien supérieur tandis que la séquence AP1 serait d'âge Aptien inférieur.

Chapitre 2

MÉTHODES D'ÉTUDES

1.- ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

La première et la plus importante des étapes de ce travail consiste au levé détaillé sur le terrain de coupes à l'échelle 1/50^e. L'étude sédimentologique réalisée à l'affleurement suppose une bonne connaissance des mécanismes hydrodynamiques générateurs des structures sédimentaires observées ainsi que des caractéristiques d'ordre biologique (traces fossiles, contenu en faune et flore, etc...). Cette étude consiste à identifier des faciès sédimentaires intégrant la lithologie et les structures sédimentaires d'ordre hydrodynamique et/ou biologique permettant la déduction des processus de dépôt.

Les coupes de références ont été choisies dans les carbonates urgoniens des environs de Grenoble (les Gorges du Nant, Vercors septentrional [que l'on écrit souvent Gorges du Nan de nos jours]). Ce choix vient du fait, qu'en plus de l'aspect pratique d'accès aux coupes, ces carbonates représentent un excellent terrain d'étude, tant pour la qualité des affleurements que par la bibliographie extrêmement riche qui leur est consacrée.

1.1. Description des faciès

Pour la description des faciès sur le terrain, on a utilisé la nomenclature de Folk [1959] parallèlement à celle de Dunham [1962].

1.1.1. Nomenclature de Folk [1959]

Cette nomenclature inclut les deux phases qui forment les roches carbonatées : les éléments figurés et la phase de liaison. Le nom de la roche est formé par deux parties :

- **Un préfixe** relatif à la nature des éléments figurés (exemple : **Intra.** pour intraclastes, **Oo** pour oolites, **Pel** pour péloïdes, etc...),
- **Un suffixe** relatif à la nature de la phase de liaison et qui peut être :

Sparite : si la phase de liaison est formée par des cristaux de calcite de taille supérieure à 10 microns.

Micrite : si la phase de liaison est formée par une pâte calcaire très fine (grains de taille <10 microns)

Si la roche est formée exclusivement de boue

carbonatée fine (<10 microns) et qu'on ne distingue pas de cristaux le nom de la roche sera **Micrite**.

1.1.2. Nomenclature de Dunham [1962]

Cette nomenclature est basée sur trois critères principaux :

- La présence ou l'absence de boue carbonatée,
- Le pourcentage des éléments figurés par rapport au volume de la roche,
- La présence ou non de contact entre les grains

Cette nomenclature est plus simple d'utilisation mais elle ne permet pas de différencier des faciès par des contenus fossilifères différents (et donc des milieux de dépôt différents) tant que la fréquence des grains dans la roche et la nature de la phase de liaison sont les mêmes.

Il est alors indispensable, quand on utilise cette nomenclature, d'ajouter au nom de la roche un descriptif des éléments biologiques qu'elle contient (exemple : un wackestone à foraminifères planctoniques est différencié d'un wackestone à débris de rudistes, etc...). Cela conduit à utiliser conjointement les deux nomenclatures.

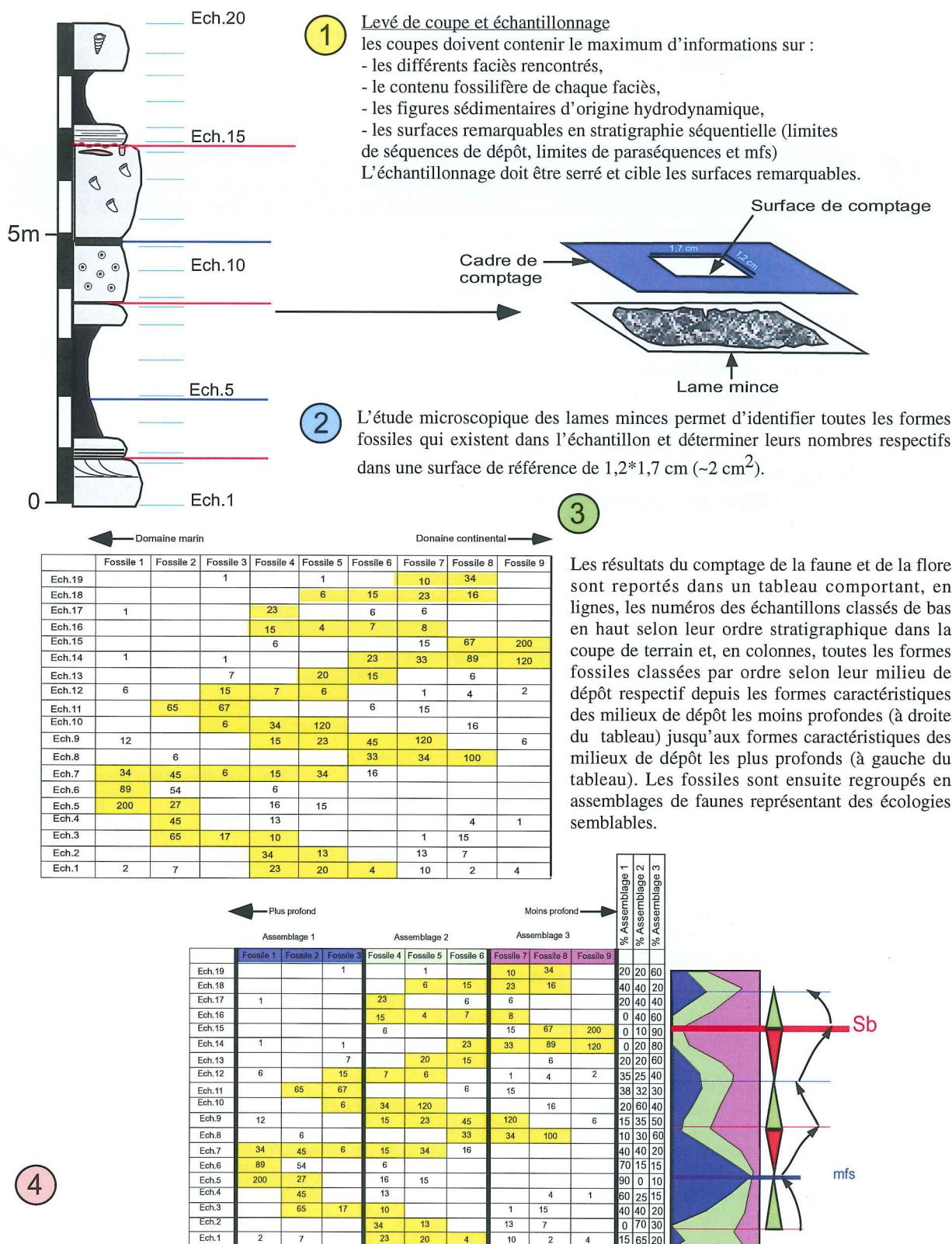
Pour cette étude nous avons combiné ces deux nomenclatures pour avoir une description précise et détaillée des faciès rencontrés.

1.2. Etude en laboratoire

1.2.1. Le comptage de la faune et de la flore

Cette méthode (fig. 3) préconisée par Arnaud-Vanneau, se base sur les observations microscopiques de lames minces. Elle consiste en un inventaire de toute la faune et la flore qui existe dans la lame et la détermination du nombre précis de chacun des éléments trouvés dans une surface de référence de (1,2 x 1,7) cm. Cet inventaire englobe les foraminifères benthiques et planctoniques, les métazoaires, les clastes et les algues.

Les résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant verticalement les numéros des échantillons ordonnés selon leur ordre stratigraphique dans la coupe de terrain et, horizontalement, l'inventaire de toute la faune et flore existante dans les différents échantillons. Ces éléments sont classés selon leurs milieux de dépôts respectifs depuis les formes des milieux les moins profonds (à droite du tableau par exemple) vers les



La répartition des nombres de spécimens dans un tel tableau montre des zones avec des maxima d'abondance de tel ou tel assemblage. Selon que les assemblages dominants se trouvent du côté des environnements marins profonds ou de plate-forme interne peu profonds on obtient une évolution verticale des environnements de dépôt le long de la coupe de terrain qui peut être interprétée en terme de fluctuations du niveau marin relatif et représente, de ce fait, un très bon outil pour le découpage séquentiel des niveaux étudiés. Les limites de séquences de dépôt et de paraséquences seront marquées par des pics d'abondances des assemblages caractéristiques des environnements de dépôt peu profonds alors que les phases d'approfondissement relatif seront marquées par des pics d'abondances des assemblages caractéristiques des environnements les plus profonds.

FIG. 3.- Principe de la méthode de comptage de la faune et de la flore.

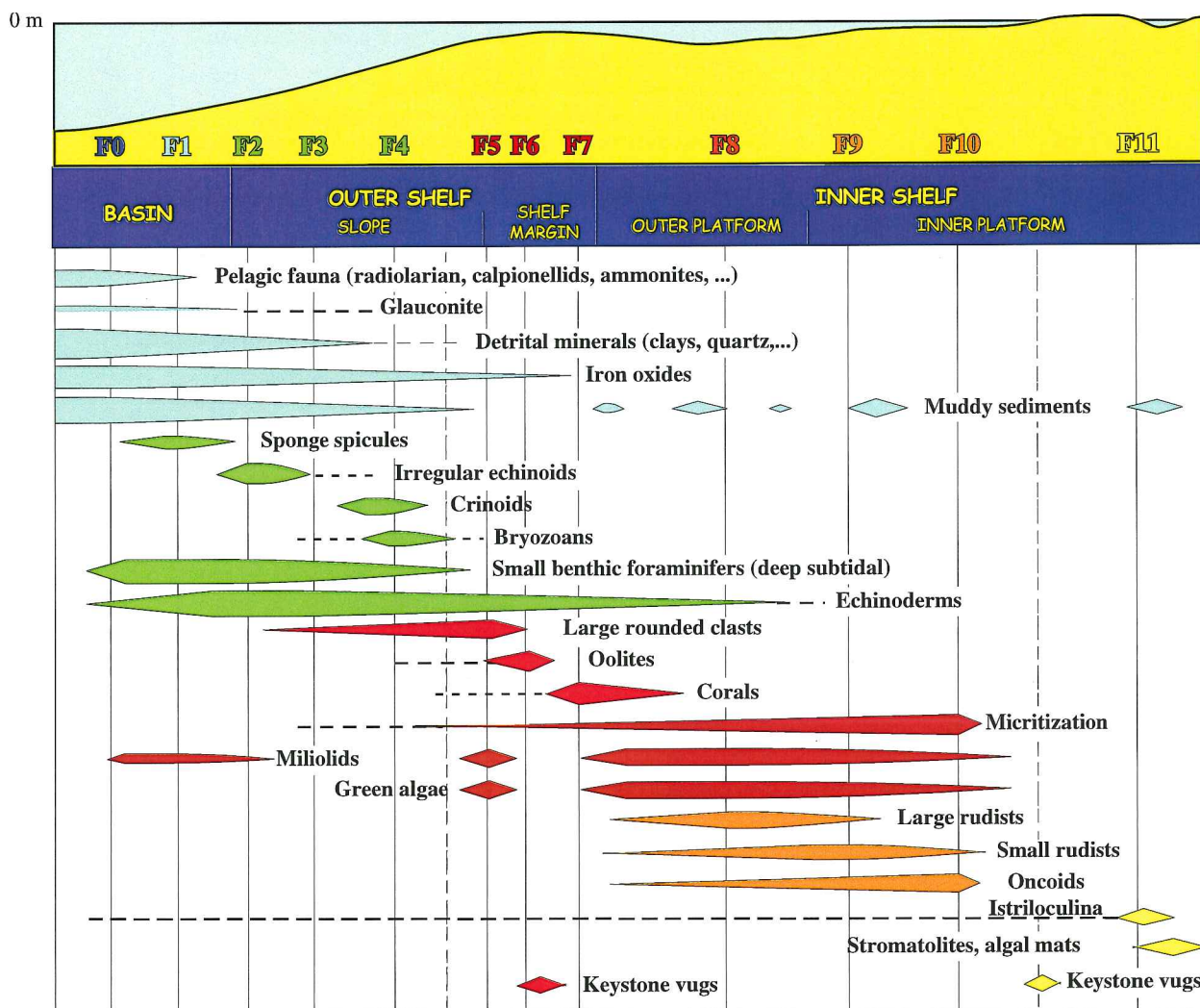


FIG. 4.- Répartition des différentes familles de faciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée du Crétacé inférieur, d'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1993].

F0 : micrites à radiolaires et organismes pélagiques.

F1 : micrites à spicules de spongiaires.

F2 : biopelmicrites à spatangidés (oursins irréguliers).

F3 : biopelmicrites à débris d'échinodermes et petits foraminifères benthiques.

F4 : biopelmicrites et biopelsparites à bryozoaires et crinoïdes.

F5 : biosparites à gros débris arrondis.

F6 : oosparites.

F7 : biosparites et biopelmicrites à cnidaires.

F8 : biopelsparites et/ou biopelmicrites à grands foraminifères benthiques et gros rudistes.

F9 : biopelsparites à biopelmicrites à Miliolidés et petits rudistes.

F10 : pelbiosparites à pelbiomicrites à oncolites ; micrites à algal mats ; micrites à stromatolites.

F11 : faciès d'émersion et de milieux médiolittoraux : micrites à *bird's eyes*, micrites à *Istriloculina*, sparites à *keystone vugs*, faciès à fentes de dessiccation, faciès à ciments asymétriques, micrites à Charophytes et ostracodes.

formes des milieux les plus profondes (à gauche du tableau).

La répartition des nombres de fossiles dans ce tableau permet la mise en évidence de zones avec des maxima d'abondance d'un ou de plusieurs assemblages de faune. Selon que ces zones se trouvent du côté distal (profond) ou proximal (peu profond) on a une première indication sur le milieu de dépôt de l'échantillon en question ainsi que sur l'évolution générale des profondeurs de dépôt le long de la coupe.

Les éléments biologiques et non biologiques comptés sont ensuite regroupés en « assemblages » qui présentent des écologies semblables. Les histogrammes d'évolution des pourcentages des différents assemblages, une fois mis dans l'ordre stratigraphique en face de la coupe de terrain, donnent des informations précieuses sur l'évolution verticale des environnements de dépôt et des tendances générales au niveau des séquences de dépôt (tendance à l'approfondissement : *deepening upward*, tendance à la diminution de l'espace d'accommodation : *shallowing upward*, etc...).

C'est à ce niveau que l'importance de l'échantillonnage sur le terrain apparaît. Un pas d'échantillonnage serré permet d'avoir une grande précision quand à l'évolution verticale des environnements de dépôt et permet de détecter des évolutions même à l'échelle de la paraséquence, mais aussi d'identifier certaines limites de paraséquences peu visibles sur le terrain. Par contre, un pas d'échantillonnage lâche permettra simplement d'avoir une idée sur les tendances générales d'évolution des milieux et des paléop profondeurs de dépôt, mais ne permettra pas d'apprécier des évolutions à l'échelle des paraséquences.

1.2.2. Identification des faciès en lames minces

En observant plusieurs plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur dans le monde et en particulier les carbonates de la plate-forme urgonienne des massifs subalpins, Arnaud et Arnaud-Vanneau ont déduit que, malgré la grande diversité des faciès carbonatés de plates-formes, ces carbonates peuvent être classés en **12 familles de faciès** différentes. Chacune de ces familles de faciès est caractérisée par un assemblage fossilifère spécifique inféodé à un milieu de dépôt distinct. Ces familles de faciès sont théoriques et ne représentent pas une réalité observée sur une plate-forme carbonatée donnée, mais sont le résultat de la compilation de nombreuses observations et études faites sur plusieurs plates-formes différentes. Ces faciès (fig. 4)

caractérisent l'ensemble des milieux de dépôt depuis le bassin jusqu'aux secteurs partiellement ou totalement émergés. On peut distinguer, selon les milieux de dépôt, trois grands groupes de faciès : les faciès de bassin, les faciès de plate-forme externe et les faciès de plate-forme interne.

Dans le cadre de ce travail nous avons utilisé cette classification des faciès carbonatés, mais en apportant des subdivisions supplémentaires au sein de certaines de ces familles de faciès pour adapter la classification aux différents types de faciès identifiés dans les coupes étudiées.

2.- STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DANS LES CARBONATES DE PLATE-FORME

Le concept de stratigraphie séquentielle a été défini dans des bassins à sédimentation silico-clastique. Toutefois, ce concept s'applique aussi bien aux dépôts détritiques qu'aux dépôts carbonatés [Raddadi, 2004].

Depuis le début des années 1980, Arnaud-Vanneau et Arnaud, en collaboration avec Peter Vail, ont été parmi les premiers à proposer un modèle cohérent pour appliquer le concept de stratigraphie séquentielle sur les carbonates de plate-forme et en particulier sur les carbonates de la plate-forme urgonienne des massifs subalpins septentrionaux et du bassin vocontien [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1989, 1990 et 1991].

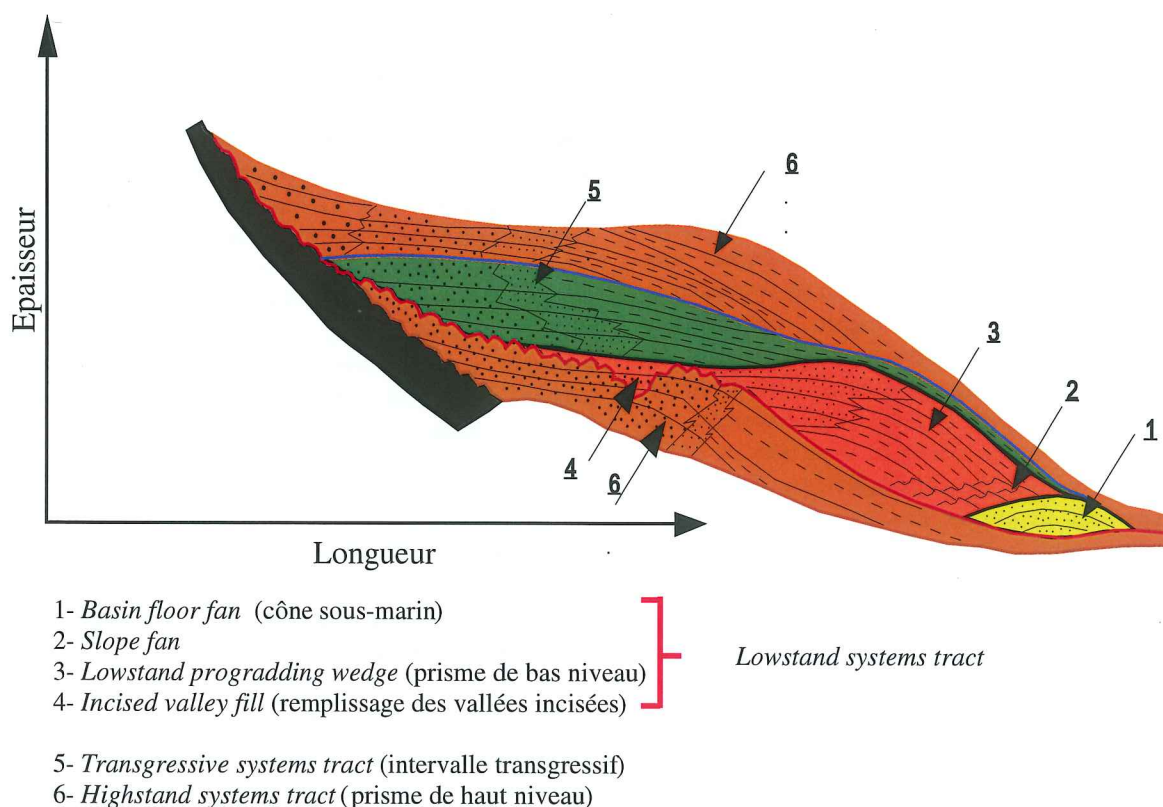


FIG. 5.- Représentation schématique d'une séquence de dépôt selon le modèle de stratigraphie séquentielle de Vail et al. [1977].

L'organisation générale des séquences et des cortèges de dépôt (fig. 5) reste valable dans le cas des sédiments carbonatés. Toutefois, la nature particulière de ces derniers oblige à prendre quelques précautions lors de l'application du concept de stratigraphie séquentielle.

D'après Arnaud (rapport inédit), les dépôts carbonatés de plate-forme se distinguent des dépôts silicoclastiques par trois critères fondamentaux :

- l'absence de sédimentation sur la plate-forme pendant les périodes d'émersion,
- les particules carbonatées sont produites sur place (production *in situ*) et ne subissent pas de transport latéral d'amont en aval,
- pendant les périodes d'émersion de la plate-forme, les sédiments carbonatés sont rapidement lithifiés puis dissous. Il n'y a donc pas d'érosion ni de transport latéral de particules remaniées vers le bassin marin comme c'est le cas pour les sédiments silicoclastiques. Pour les carbonates, les seuls remaniements possibles se produisent quand le sédiment est encore meuble (exemple : ceux liés à un fort hydrodynamisme pendant les intervalles transgressifs ou les remaniements gravitaires sur la bordure).

Un autre aspect important de la stratigraphie séquentielle est que cette méthode implique la présence de **lacunes de sédimentation** liées aux phases de très bas niveau marin et d'émersion de la plate-forme. Ces lacunes importantes correspondent aux limites de séquences de dépôt. La détermination de ces limites sur le terrain est relativement difficile dans les carbonates de plate-forme car les indices d'émersion sont très souvent difficiles à voir.

Différents cas se présentent pour identifier ces limites de séquences de dépôt (Arnaud et Arnaud-Vanneau, rapport interne) :

- **la présence de faciès d'émersion ou d'indices d'émersion** au sommet des paraséquences, cas fréquents dans les sédiments des plates-formes peu profondes en raison du simple comblement sédimentaire. Il s'agit d'émersion de faible altitude (quelques centimètres à quelques mètres) et de courtes durées. Dans la plupart des cas, ces émergences ne correspondent pas à des limites de séquences de dépôt mais à des limites de paraséquences. Elles sont particulièrement fréquentes (exemple : les traces de racines, etc...) dans la partie sommitale des prismes de haut niveau (*late HST*) ;
- **la présence d'indices de karstification, d'altération continentale et de diagenèse particulières** (comme les complexes dolomitiques). Ils sont de bons indices de limite de séquence de dépôt. Dans ce cas l'émersion est importante (altitude de quelques dizaines de mètres et même parfois de centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer) et, relativement, de longue durée pour permettre le développement du système karstique et la dissolution/recristallisation en présence de nappes d'eau douce ;

– le cas le plus fréquent reste, malheureusement, celui pour lequel **aucun indice d'émersion n'est évident sur le terrain**. Ce cas se présente lorsque l'émersion et la limite de séquence correspondante séparent des sédiments, souvent argilo-carbonatés, déposés dans des environnements marin circalittoraux. Ce sont souvent les limites de séquences les plus importantes mais les plus difficiles à identifier. Elles traduisent des émergences de longues durées suivies par l'inondation de la plate-forme au cours d'une phase de transgression majeure. Les dépôts sous-jacents sont dissous et érodés sur plusieurs mètres, voire plusieurs décamètres. Dans ce cas les indices d'émersion sont aussi érodés. Les seuls niveaux préservés de cette phase d'érosion/dissolution sont ceux correspondant aux dépôts marins, argilo-carbonatés, et qui sont surmontés par les dépôts marins de la phase de transgression suivante. Dans ces conditions on n'a non seulement aucun indice d'émersion préservé, mais aussi une continuité stratigraphique apparente entre des sédiments appartenant à des séquences différentes. Dans ce cas un examen détaillé des affleurements est indispensable pour identifier les limites de séquence de dépôt qui sont, cette fois, surmontées par des faciès transgressifs caractérisés par un important remaniement des particules avec parfois la présence de lithoclastes centimétriques voire même de blocs.

L'identification des limites de séquences sur le terrain représente un élément de base pour toute étude en stratigraphie séquentielle dans les carbonates. Ces limites sont donc, très souvent, accompagnées de surfaces érosives et/ou d'indices d'émersion qui témoignent d'une baisse considérable de l'espace d'accommodation. Si les surfaces d'érosion sont, dans la plupart des cas, observables sur l'affleurement, les indices d'émersion sont, quand à eux, plus difficiles à identifier sauf s'ils se manifestent sous forme de grandes poches karstiques polyphasées. Mais, dans tous les cas l'identification des indices d'émersion passe obligatoirement par l'étude diagénétique fine tant sur le terrain qu'en laboratoire et par l'observation de lames minces. Seules les études diagénétiques, associées au contenu fossilifère des carbonates, permettront de remonter aux mécanismes de dépôt, aux environnements de dépôt et à l'histoire qu'a subi la roche depuis son dépôt jusqu'à sa mise à l'affleurement.

3.– ETUDE DIAGÉNÉTIQUE DES CARBONATES

3.1. Les facteurs qui contrôlent la minéralogie et la diagenèse des carbonates

Les eaux de surface des zones tropicales actuelles (lieux privilégiés de formation des carbonates) sont sursaturées en tous les minéraux carbonatés (calcite, aragonite, calcite magnésienne et dolomite). Les carbonates qui s'y forment sont principalement l'aragonite et secondairement (dans le cas de certaines

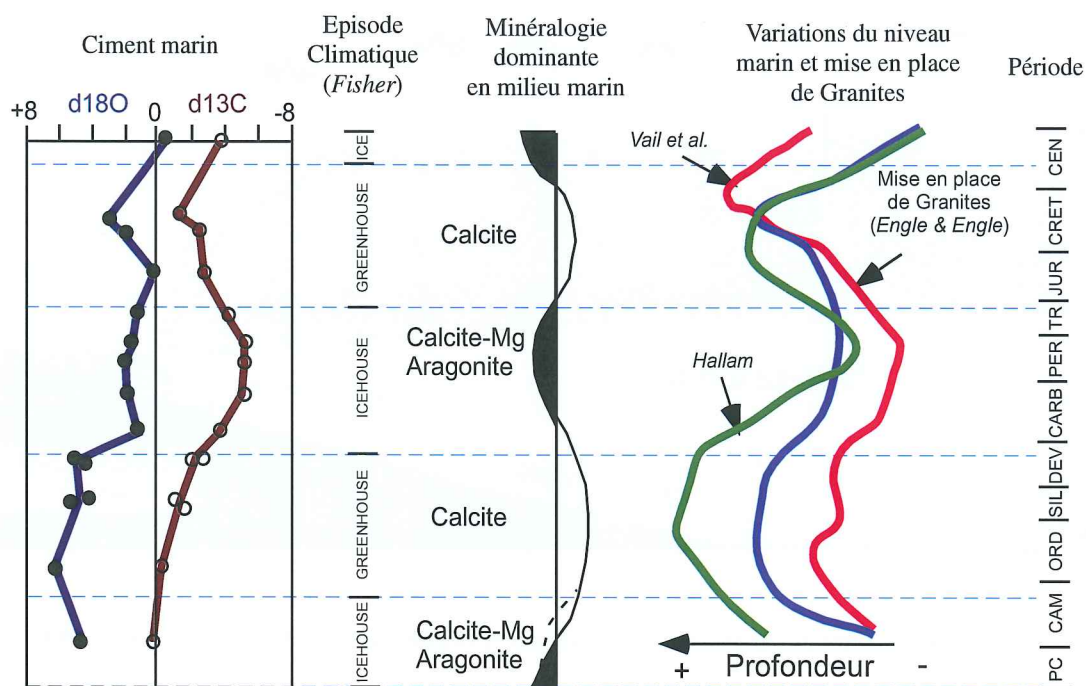


FIG. 6.- Variation temporelle des compositions isotopiques (O/C) et des compositions minéralogiques des carbonates en fonction des variations du niveau de la mer [modifié par Moore, 2001 ; d'après Sanderberg, 1983 et James et Choquette, 1983].

constructions récifales) la calcite magnésienne [Moore, 1998]. C'est le cas de la plus grande partie des carbonates marins du Mésozoïque et du Tertiaire. Les carbonates paléozoïques étaient, par contre, constitués principalement de calcite [Wilkinson *et al.*, 1985].

La calcite et la dolomite sont de loin les minéraux carbonatés les plus stables en milieu marin. Les carbonates récents, constitués principalement d'aragonite et de calcite magnésienne métastable, tendent au cours du temps à un état plus stable en se transformant en calcite et/ou en dolomite [Moore, 1989]. Plusieurs études ont tenté d'expliquer la ou les origines des changements de la composition minéralogique des carbonates marins dans le temps. Les variations de la teneur en CO₂ atmosphérique et, donc le climat, restent toutefois un facteur important dans le contrôle de ces variations [Wilkinson *et al.*, 1985].

La figure 6 montre la relation entre la composition minéralogique des carbonates, le climat, la composition en isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les ciments carbonatés marins et les fluctuations du niveau marin relatif au cours des différentes périodes géologiques. Il en résulte que :

– *pendant les périodes froides (Icehouse) :*

- (1) le niveau relatif de la mer baisse,
- (2) les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone dans les ciments marins montrent des sauts vers les valeurs plus positives,
- (3) l'eau de mer est enrichie en aragonite et en calcite

magnésienne et l'espace intergranulaire des carbonates est entièrement rempli par ces minéraux ;

– *Pendant les périodes chaudes ou périodes à effet de serre (Greenhouse) :*

- (1) le niveau relatif de la mer s'élève,
- (2) les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone dans les ciments marins montrent des sauts vers les valeurs plus négatives,
- (3) l'aragonite devient instable en milieu marin, elle est dissoute, créant ainsi une porosité secondaire aussitôt remplie par de la calcite.

Au cours de leurs histoires diagénétiques, les carbonates marins subissent des changements climatiques, des modifications de la chimie de l'eau et des fluctuations du niveau marin relatif qui peuvent les ramener directement sous l'influence des eaux météoriques. Ces dernières, sous-saturées en tous les minéraux carbonatés mais enrichies en CO₂ atmosphérique, dissolvent l'aragonite et la calcite magnésienne métastables et plus solubles. L'eau s'enrichit alors peu à peu en calcium (Ca⁺⁺) et en HCO₃⁻ et la calcite et/ou la dolomite, plus stables, précipitent [Matthews, 1984 ; Moore, 1989 ; Morse et Mackenzie, 1990]. Dans le cas des carbonates fossiles, la durée de ce processus est suffisante pour que toute l'aragonite et la calcite magnésienne se stabilisent en calcite et/ou en dolomite. Cela peut, donc, expliquer les modifications dans les compositions minéralogiques des carbonates au cours du temps.

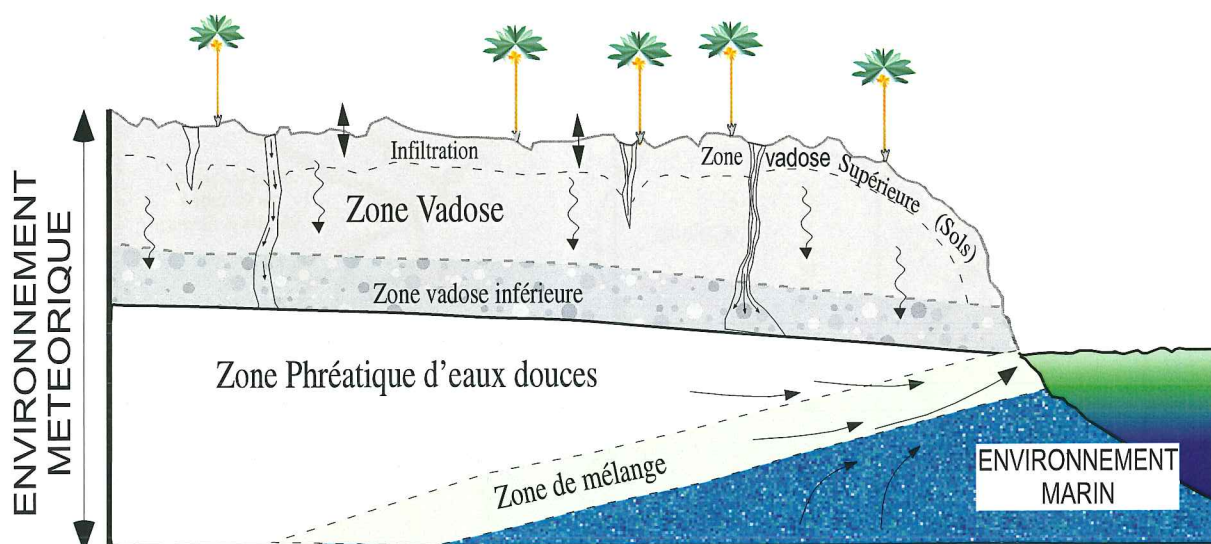


FIG. 7. - Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques [modifié d'après Moore, 1989].

3.2. Les principaux environnements diagénétiques des carbonates en domaines tropicaux

Il existe trois environnements diagénétiques principaux pour lesquels la porosité des carbonates est formée ou détruite [Moore, 2001] : les environnements météorique, marin et souterrain (fig. 7).

3.1.1. Environnement marin

Il s'agit de l'environnement où la plus grande partie des carbonates se forme et où l'espace intergranulaire de ces sédiments est saturé en eau enrichie en éléments carbonatés (zone phréatique marine) [Moore, 1998 ; Morse et Mackenzie, 1990 ; Tucker et Wright, 1990]. Cet environnement est, de ce fait, le milieu où la plus grande partie de la porosité des carbonates est détruite par cimentation [Land, 1986 ; James et Choquette, 1983]. La cimentation est fonction de plusieurs facteurs dont le taux de sédimentation et la perméabilité du sédiment. La cimentation est d'autant plus accentuée que le taux de sédimentation est faible et que le sédiment est formé par des grains de taille relativement grande créant, ainsi, de larges espaces intergranulaires. Il en résulte que les milieux les plus favorables à cette cimentation se situent dans la zone intertidale et au niveau de la bordure de plate-forme [Moore, 2001].

Après la sédimentation, une mince couche de calcite magnésienne commence à cristalliser uniformément autour des grains. Selon le modèle de Folk [1974], dans cet environnement caractérisé par un rapport Mg/Ca élevé, la calcite magnésienne précipite sous forme de cristaux allongés ou **calcite fibreuse**. Le ciment caractéristique de cet environnement marin sera alors sous forme d'une enveloppe uniforme de calcite fibreuse autour des grains dit « ciment fibreux isopaque » (fig. 8).

3.1.2. Environnement météorique

Les sédiments soumis à l'action des eaux météoriques (eaux douces) montrent une subdivision en trois zones qui sont, de haut en bas, la zone vadose, la zone phréatique d'eau douce et la zone de mélange.

Zone vadose

Elle est située entre la surface à l'air libre et la limite supérieure de la nappe phréatique d'eau douce. Cette zone passe périodiquement par des phases de saturation et de sous-saturation en eau météorique.

Au niveau de la partie supérieure de la zone vadose, dite « zone d'infiltration, » l'eau météorique est sous l'influence de l'évaporation et de l'activité végétale, ce

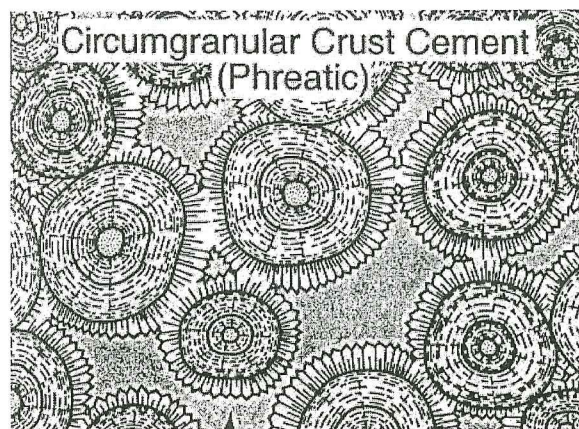


FIG. 8.- Cimentation en milieu marin: *grainstone* oolitique et ciment fibreux isopaque autour des grains [Moore, 1991].

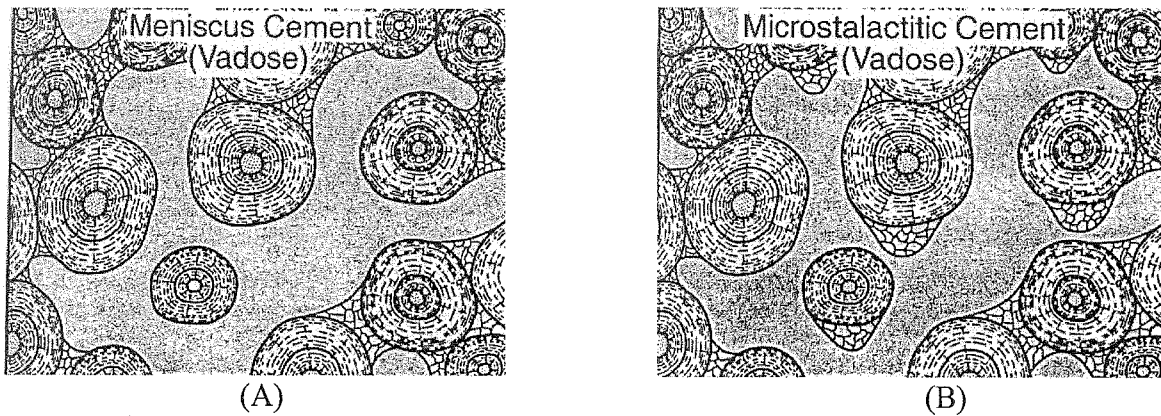


FIG. 9.- Différents types de cimentations dans la zone vadose d'après Moore [1989]. A : ciments en ménisque dans un faciès oolitique. B : ciment microstalactitique dans un faciès oolitique.

qui conduit à la formation de sols et de caliches [James et Choquette, 1984].

L'eau météorique percole lentement dans la zone vadose par infiltration gravitaire empruntant un réseau complexe de conduits intergranulaires ; elle peut également suivre un chemin plus direct en suivant les micro-fissures et les fractures pour atteindre la zone phréatique sous-jacente.

L'eau météorique qui percole dans cette zone est sous-saturée en tous les minéraux carbonatés mais chargée en CO_2 atmosphérique. Au contact avec cette eau météorique, les cristaux d'aragonite et de calcite magnésienne sont dissouts et un ciment calcitique précipite [Matthews, 1984 ; Moore, 1989 ; Morse et Mackenzie, 1990]. Dans cette zone, l'espace intergranulaire est rempli par de l'air et de l'eau. De ce fait, la distribution des ciments y est fonction de la gravité et de la capillarité au niveau du contact entre les grains, ce qui permet la formation des ciments en ménisque d'une part (effet de la capillarité) et des ciments asymétriques d'autre part (microstalactites en base de grains sous l'effet de la gravité) (fig. 9).

Au niveau de la zone vadose, la dissolution de l'aragonite et de la calcite magnésienne créant une porosité moldique est contrebalancée par la précipitation de calcite et/ou de dolomite [Harrison, 1975 ; Halley et Harris, 1979 ; Saller, 1984a].

Zone phréatique d'eau douce

La zone phréatique saturée en eau météorique est plus affectée par les phénomènes diagénétiques (dissolutions et cimentations) que la zone vadose sus-jacente [Steinen et Matthews, 1973 ; Matthews, 1974 ; Land, 1986 ; Dickson, 1990 ; Morse et Mackenzie, 1990]. L'ensemble des processus diagénétiques de cette zone est contrôlé par l'apport des eaux vadoses enrichies en éléments en solution, d'une part, et par le contraste de solubilité entre la calcite et l'aragonite, d'autre part. En effet, si les carbonates contenant l'aquifère renferment

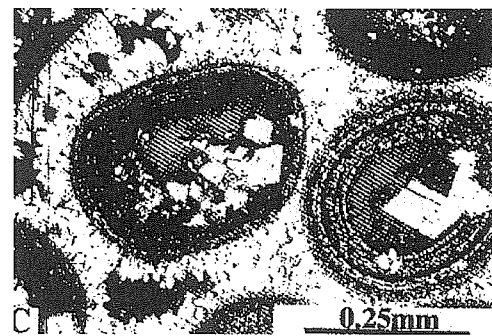


FIG. 10.- Ciment calcitique en mosaïque dans un faciès oolitique d'après Moore [2001].

de l'aragonite, cette dernière sera dissoute et la porosité moldique sera augmentée. La dissolution de l'aragonite enrichit progressivement l'eau en Ca^{2+} et CO_3^{2-} . Ces ions sont entraînés par la circulation de l'eau souterraine jusqu'au contact avec l'eau de mer. A ce niveau, la vitesse d'écoulement de l'eau diminue, la calcite précipite et remplit l'espace intergranulaire sous forme d'un assemblage de cristaux en mosaïque (fig. 10).

Quand l'eau devient saturée en CaCO_3 , la dissolution de l'aragonite cesse et la calcite continue à précipiter de sorte que la porosité des carbonates diminue considérablement [Moore, 2001].

Zone de mélange

Elle est connue pour être une zone très favorable à la formation de dolomite et à la dolomitisation [Badiozamani, 1973 ; Land, 1986 ; Morse et Mackenzie, 1990 ; Purser *et al.*, 1994]. Quand l'eau météorique saturée en calcite (par dissolution de l'aragonite) et sous-saturée en dolomite (10% en moyenne) est mélangée avec l'eau de mer saturée en calcite et sursaturée en dolomite, le mélange entraîne la précipitation de ce dernier minéral [Badiozamani, 1973 ; Land, 1973]. Plus récemment, la fluctuation dans

l'espace de cette zone de transition entraînant la présence alternée du phréatique d'eau douce et d'eau marine semble être plus responsable des processus de dolomitisation que le mélange des eaux lui-même.

En conclusion

La diagenèse des carbonates est un phénomène très complexe qui commence dès leur sédimentation. Il existe plusieurs environnements diagénétiques : environnement marin, météorique et d'enfouissement. Le facteur principal qui diffère entre ces différents environnements est, d'une part, la chimie de l'eau qui contrôle la nature des phénomènes diagénétiques et, d'autre part, les modalités de transfert des fluides qui contrôlent le positionnement des ciments.

Les carbonates subissent une histoire diagénétique plus au moins complexe selon les variations dans le temps des environnements diagénétiques où ils se trouvent. Un facteur très important entre alors en jeu : il s'agit des fluctuations du niveau relatif de la mer. Ces fluctuations entraînent des modifications très importantes dans les environnements de dépôt des carbonates, donc dans les processus diagénétiques que peuvent subir ces roches : des carbonates déposés en milieu de plate-forme peu profonde peuvent se retrouver, dans le cas d'une élévation du niveau marin relatif sous des tranches d'eau très importantes ou, dans le cas contraire d'une baisse du niveau marin relatif, complètement émergés et sous l'influence des eaux météoriques. Il est alors évident que les processus diagénétiques que subissent ces roches sont étroitement liés aux fluctuations du niveau marin relatif.

L'étude diagénétique des séries de carbonates de plates-formes doit, alors, être associée à l'étude séquentielle de ces séries. La stratigraphie séquentielle fournit un modèle de sédimentation qui peut aider à la compréhension des différents processus diagénétiques que subissent les carbonates ; l'étude diagénétique, de son côté, est indispensable pour caractériser les paléo-surfaces d'émersion, donc les limites de séquences de dépôt et parfois certaines limites de paraséquences.

Pour ce travail, l'étude diagénétique est un outil très important pour l'identification des limites de séquences de dépôt et de certaines limites de paraséquences émerives. L'identification de ces surfaces remarquables, très souvent soulignées par des pics de gamma-ray et des anomalies diagénétiques, est indispensable pour comprendre l'origine de la radioactivité dans ces niveaux.

4.- ETUDE ISOTOPIQUE

4.1. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone (O/C)

En première approximation, les isotopes d'un élément sont chimiquement semblables du fait que les

propriétés chimiques sont plus gouvernées par la structure électronique de l'atome que par le nombre de protons dans le noyau (Anderson et Arthur, 1983). Toutefois, la différence de masses atomiques entre deux isotopes d'un même élément chimique entraîne des différences subtiles mais significatives dans beaucoup de processus chimiques. Ces différences représentent un élément de base dans la géochimie des isotopes stables.

Parmi les 300 isotopes stables connus dans la nature, ceux de l'hydrogène (H), du carbone (C), de l'oxygène (O), de l'azote (N) et du soufre (S) sont les plus utilisés dans le domaine de la géochimie isotopique. Cela vient du fait que ces éléments sont parmi les plus abondants dans la nature et qu'ils se trouvent en grande quantité dans la plupart des systèmes biologiques.

Dans la nature, chaque élément chimique se présente sous forme d'un mélange d'isotopes stables (et radioactifs pour certains). Ces isotopes sont présents avec des proportions différentes mais, généralement, il y a un isotope qui est majoritaire. L'oxygène, par exemple, se présente sous forme d'un mélange de trois isotopes stables : ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O dont les pourcentages sont respectivement 99,763, 0,037 et 0,2%.

Les molécules d'eau contenant de l'oxygène-18 sont légèrement différentes dans leurs propriétés physiques des molécules d'eau ordinaire (H_2^{16}O) : elles montrent une pression de vapeur légèrement plus basse ce qui cause un fractionnement isotopique lors de l'évaporation ou de la condensation. Le fractionnement isotopique peut être défini comme étant la « séparation partielle » des isotopes qui se produit au cours des processus physiques ou chimiques (Anderson et Arthur, 1983). Dans le cas de l'eau, ce fractionnement se traduit par une variation des compositions isotopiques lors des changements de phase. Lors de l'évaporation par exemple, la vapeur d'eau en équilibre avec le liquide montre un déficit en isotopes lourds (^{18}O) par comparaison à la phase liquide.

Les compositions isotopiques sont données par la notation δ :

$$\delta_x = ((R_x - R_{\text{Std}}) / R_{\text{Std}}) * 1000$$

X étant l'élément chimique en question (O, C, N, S, etc...)

R_x : rapport isotopique de l'échantillon (Exemple : $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, etc),

R_{Std} : rapport isotopique du standard

Exemple :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{ppm}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ech}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}} * 1000$$

Les teneurs en différents isotopes sont obtenues par spectrométrie gamma et les valeurs de δ sont exprimées en ppm (partie par mille) ou en ‰.

$\delta(x)$ peut être positive ou négative selon que R_x est inférieur ou supérieur à R_{Std} .

Le fractionnement isotopique entre deux substances (ou deux phases d'une même substance) A et B qui accompagne un processus physico-chimique peut être exprimé avec le facteur de fractionnement α :

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B = (1000 + \delta_A) / (1000 + \delta_B)$$

Exemple :

$$\alpha_{\text{liquide} - \text{vapeur}} = (1000 + \delta(^{18}\text{O})_{\text{liquide}}) / (1000 + \delta(^{18}\text{O})_{\text{vapeur}})$$

ou encore :

$$\alpha_{\text{carbonate} - \text{eau}} = (1000 + \delta(^{18}\text{O})_{\text{carbonate}}) / (1000 + \delta(^{18}\text{O})_{\text{eau}})$$

α est une grandeur sans unité.

4.1.1. Les standards

Les laboratoires de géochimie utilisent différents standards pour le calcul des compositions isotopiques par spectrométrie gamma. Toutefois, tous les résultats d'analyses sont reportés relativement à des standards internationaux connus. Le choix des standards est d'une grande importance dans les études isotopiques car il permet de contrôler la validité des résultats et de comparer ces résultats entre différents laboratoires. Les standards internationaux proviennent du NBS (*Natural bureau of standard*) aux USA et de l'IAEA (*International Atomic Energy Agency*) à Vienne en Autriche.

Pour l'oxygène

Deux standards sont utilisés pour reporter les valeurs isotopiques.

– Le standard **PDB**, utilisé normalement pour l'étude des sédiments carbonatés. Ce standard a été utilisé dans le laboratoire de Harold et Urey à l'université de Chicago (USA) lors du développement de la technique de calcul des paléotempératures en utilisant les isotopes de l'oxygène. La calibration PDB est généralement faite par l'analyse d'un échantillon NBS-20 ($\delta^{18}\text{O}$ (NBS-20)_{PDB} = -4,14 ‰) [Craig, 1957]. NBS-20 est un échantillon standard qui provient d'un calcaire jurassique de l'affleurement de *Solenhofen* en Allemagne.

La composition isotopique de l'oxygène est déterminée par l'analyse du CO_2 produit lors de la réaction de l'échantillon à analyser avec de l'acide phosphorique (à 100%) entre 25 et 75 °C [McRea, 1950].

– Le standard **SMOW** : il s'agit de la composition isotopique d'une eau théorique dont les rapports isotopiques en hydrogène ($^2\text{H}/^1\text{H}$) et en oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) sont similaires à ceux de la moyenne des eaux océaniques. Craig [1961a] a obtenu une valeur de 8 ‰ pour $\delta(^{18}\text{O})_{\text{eau}}$ en mesurant la composition isotopique du standard NBS-1 par rapport au SMOW.

La composition isotopique de l'oxygène dans l'eau par rapport à ce standard est obtenue par l'analyse du CO_2 en équilibre avec cette eau à température constante (généralement 25°C) [Epstein et Mayeda, 1953]. Cette technique permet de comparer directement les compositions isotopiques de l'eau par rapport au SMOW mais suggère que les analyses devraient être faites dans les mêmes conditions de laboratoire.

Actuellement les standards peuvent être obtenus aux NBS (*Natural bureau of standard*) aux USA. Mais il est indispensable pour la calibration de connaître le facteur de fractionnement ($\alpha_{\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}}$) entre le CO_2 et le H_2O . La valeur de 1,0407 a été proposée et adoptée pendant plusieurs années par Compston et Epstein depuis 1958 et ensuite par O'Neil et Epstein en 1966. Plus récemment, en 1977, Friedman et O'Neil ont démontré que la valeur de $\alpha_{\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}}$ est plutôt de 1,0412. C'est cette dernière valeur qui est actuellement utilisée pour les calibrations.

La relation entre les deux références (SMOW et PDB) a été établie par Craig (1961a) en considérant une valeur de 1,0412 pour $\alpha_{\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}}$:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{calcite})_{\text{SMOW}} = 1,03086 \delta^{18}\text{O} (\text{calcite})_{\text{PDB}} + 30,86 \text{ (en ‰)}$$

En d'autres termes, pour une valeur 0 de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{calcite})}$ par rapport au standard PDB, $\delta^{18}\text{O}_{(\text{calcite})}$ est égale à 30,86 par rapport au standard SMOW.

Pour le carbone

Le PDB est le standard universel reconnu pour déterminer les compositions isotopiques du carbone. Deux échantillons standards sont utilisés et distribués par le NBS pour ces études. Il s'agit :

- du NBS-20 (Calcaire de *Solenhofen* en Allemagne) : $\delta^{13}\text{C} = -1,06 \text{ ‰}$ par rapport au PDB [Craig, 1957],
- du NBS-21 (graphite spectrographique) : $\delta^{13}\text{C} = -28,1 \text{ ‰}$ (Friedman et O'Neil, 1977).

4.2. Apport des techniques d'analyse des isotopes stables (O/C)

Les eaux météoriques présentent des compositions isotopiques en ^{18}O et ^{13}C faibles par rapport à l'eau de mer. Cette dernière est caractérisée par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui varient de quelques ‰ autour de zéro et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0 et 4. Les variations de $\delta^{18}\text{O}$ sont dues aux fractionnements isotopiques qui se produisent lors des processus de changement de phases en étroite relation avec les variations climatiques [Anderson et Arthur, 1983] alors que les variations de $\delta^{13}\text{C}$ sont dues aux processus d'interaction eau-roche. Les carbonates qui précipitent dans une eau donnée, présentent des compositions isotopiques qui reflètent celles de cette

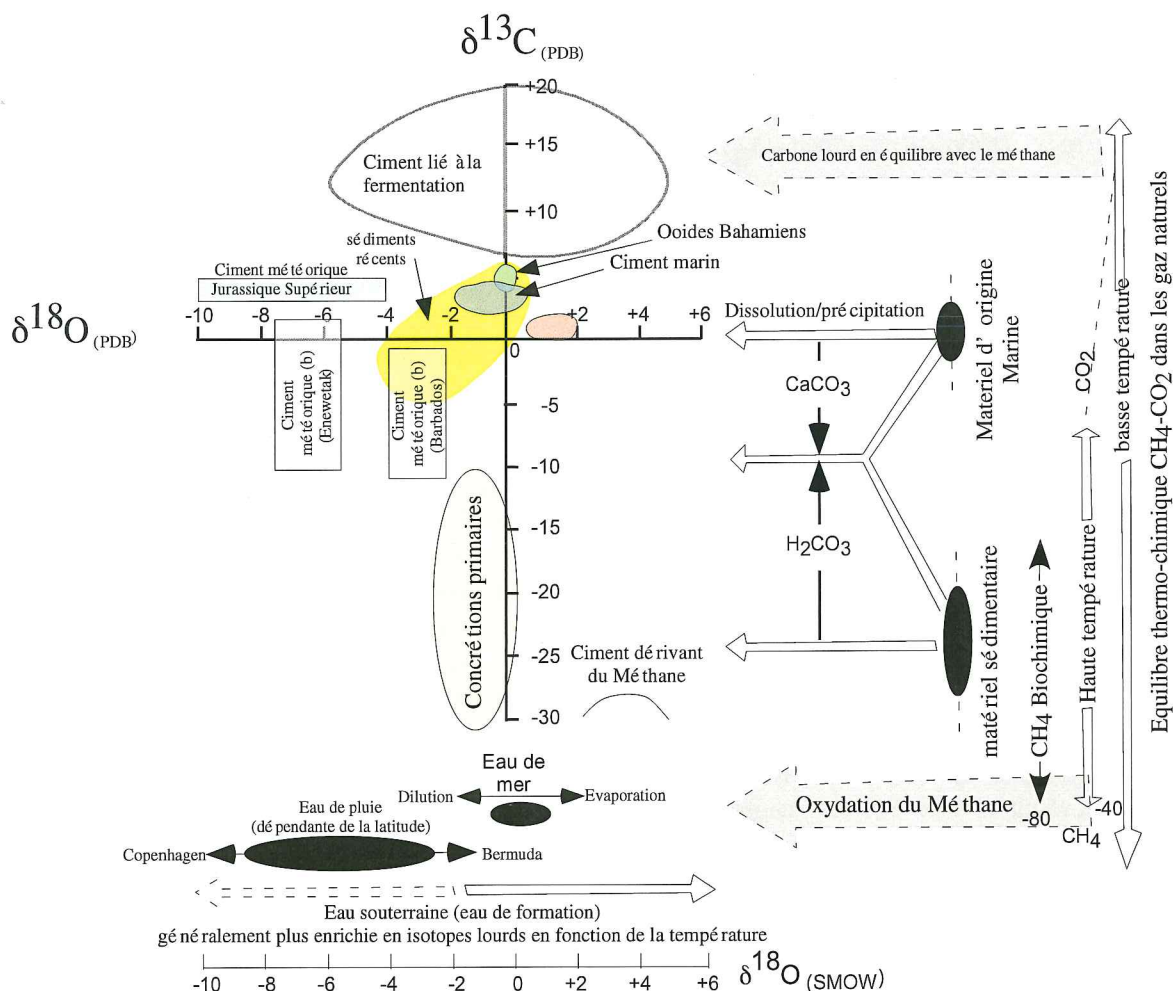


FIG. 11.- Diagramme de la distribution des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène de quelques carbonates et ciments avec les facteurs qui contrôlent cette distribution [Moore, 1985 ; Saller, 1984 ; James et Choquette, 1983 ; Hudson, 1977 et Matthews, 1974].

eau [Moore, 2001]. Ainsi les ciments qui précipitent à partir d'une eau météorique auront des compositions isotopiques faibles en ^{18}O et en ^{13}C par rapport à un ciment marin. Cela rend très utile l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone pour l'étude des environnements de dépôt des carbonates fossiles : cette analyse permet de préciser la nature de l'eau à partir de laquelle les carbonates ont précipité et donne, donc, des informations sur le milieu de dépôt de ces carbonates.

L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone est très utilisée dans l'étude des paléoenvironnements de dépôt des carbonates et le diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ (fig. 11) élaboré par Hudson [1977] est le plus utilisé pour déterminer les environnements diagénétiques responsables des ciments étudiés. Ce diagramme est établi en combinant les observations et les mesures faites sur de nombreux types de ciments carbonatés dans plusieurs environnements diagénétiques différents.

Lors des chutes importantes du niveau marin relatif, les carbonates marins émergent et se trouvent soumis à

l'action des eaux météoriques. Des processus de dissolution/précipitation se produisent et entraînent des modifications de la composition isotopique de ces carbonates.

L'analyse des isotopes stables se révèle d'une grande utilité pour notre étude car elle représente un bon moyen pour identifier les anomalies diagénétiques associées aux phases d'émersion et permet, donc, de localiser les limites de séquence de dépôt et certaines limites de paraséquences émersionnelles.

4.3. Méthode d'analyse

Nous avons effectué les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, principalement, au laboratoire d'isotopes stables à l'Ecole Normale Supérieure (ENS) de Lyon. Ce laboratoire dispose d'une ligne d'extraction manuelle et d'un spectromètre de masse (PRISM II). Certains de nos échantillons ont été analysés à Karlsruhe en Allemagne sur une ligne d'extraction automatique.

Nous présenterons la méthodologie que nous avons suivie pour l'extraction et l'analyse des échantillons au laboratoire des isotopes stables de l'ENS de Lyon.

4.3.1. Echantillonnage

Généralement les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sont faites sur roche totale. L'échantillon est broyé en entier et on analyse une partie de la poudre obtenue.

Cette méthode, facile et rapide, de préparation des échantillons est bien adaptée aux échantillons homogènes mais non adéquate pour des échantillons hétérogènes de carbonates de plate-forme ayant subi une histoire diagénétique très complexe pouvant générer des structures avec des remplissages tardifs, parfois très récents, qui peuvent fausser les analyses. Pour cette raison il est indispensable pour analyser des échantillons de carbonates d'analyser la phase de liaison en évitant les fissures à remplissages tardifs.

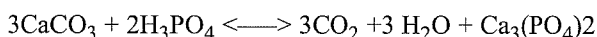
Pour notre étude nous avons utilisé une microforeuse pour échantillonner, sous loupe binoculaire, une partie de la matrice.

4.3.2. Réaction de dissolution

Environ 5 mg de chaque échantillon sont prélevés et placés dans l'un des deux compartiments d'un tube en verre. Dans l'autre compartiment on place environ 5 ml d'acide phosphorique H_3PO_4 à 90 % en veillant à ce qu'il n'y ait pas de contact entre les deux pour éviter de démarrer la réaction de dissolution.

Les tubes sont ensuite placés ouverts au niveau de la ligne d'extraction pour réaliser le vide. Cette ligne d'extraction est équipée de deux pompes à vide : la première est une pompe à palette qui sert à réaliser le vide primaire (jusqu'à 10^{-3} bars) et la deuxième est une pompe à diffusion qui sert à atteindre un vide secondaire vers 10^{-4} bars. Dès que le vide est atteint, les tubes sont fermés et placés dans un bain d'eau à $30^\circ C$ pendant une demi-heure. La réaction de dissolution est démarrée ensuite en inclinant le tube pour permettre à l'acide de se mettre en contact avec l'échantillon.

Cette réaction qui se produit est sous la forme :



Pratiquement, la totalité du carbone des carbonates se retrouve dans le CO_2 dégagé de cette réaction de dissolution avec un facteur de fractionnement isotopique $\alpha_{CO_2 - Carbonates} \sim 1,001$. Par contre, seulement deux tiers de l'oxygène des carbonates se retrouvent dans le CO_2 dégagé avec une différence $\delta^{18}O_{CO_2} - \delta^{18}O_{Carbonates} \sim 10\%$. Cette différence est fonction de la température. C'est pour cette raison que les tubes sont maintenus dans le

bain d'eau à température constante ($30^\circ C$) après la réaction et pendant une nuit entière.

Cette réaction de dissolution produit du CO_2 et du H_2O , mais aussi des gaz non condensables produits par réaction des impuretés des carbonates avec l'acide phosphorique.

4.3.3. Extraction du CO_2

Les tubes sont placés fermés au niveau de la ligne d'extraction. Une fois le vide primaire puis secondaire atteints, on ouvre les tubes un par un et à chaque fois le CO_2 est récupéré dans un autre tube refroidi à $-90^\circ C$ par un mélange d'azote liquide et d'éthanol. A pression constante, la température de condensation du H_2O est supérieure à celle du CO_2 qui est voisine de $-90^\circ C$. C'est par cette méthode qu'on arrive à séparer le CO_2 et le H_2O . Les gaz non condensables et le H_2O sont éliminés par pompage. Une fois le vide atteint, on ferme le tube de récupération qui ne contient, désormais, que le CO_2 prêt à être analysé par spectrométrie de masse.

4.3.4. Analyse en spectrométrie de masse

Le CO_2 récupéré est analysé par un spectromètre de masse (PRISM II) qui est un spectromètre à triple collecteur et à double introduction.

Une fois le tube contenant le CO_2 ouvert, le gaz est éjecté sous pression dans un soufflet à volume réglable puis ionisé par un flux d'électrons. Juste une fraction d'environ 1% du gaz est ionisée et donne du CO_2^+ . Ces ions sont ensuite accélérés à travers une série de lentilles qui les concentrent dans un faisceau étroit. Le faisceau traverse un champ magnétique fort qui dévie sa trajectoire en fonction de sa masse. Le faisceau de CO_2 incident est séparé en trois faisceaux formés par des ions de masses différentes :

- Le premier correspond au $^{12}C^{16}O_2$: masse 44
($12 + 2 \times 16 = 44$),
- Le deuxième correspond au $^{13}C^{16}O_2$: masse 45
($13 + 2 \times 16 = 45$),
- Le troisième correspond au $^{12}C^{16}O^{18}O$: masse 46
($12 + 16 + 18 = 46$).

L'intensité de chacun de ces trois faisceaux et mesuré au niveau d'une cage de Faraday (triple collecteurs) placée sur sa trajectoire. Les valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ sont calculées en utilisant les rapports entre les intensités respectives de ces trois faisceaux :

$$\delta^{13}C = \text{intensité (faisceau 45)} / \text{intensité (faisceau 44)},$$

$$\delta^{18}O = \text{intensité (faisceau 46)} / \text{intensité (faisceau 44)}.$$

Pour corriger les légères déviations instrumentales, le gaz standard B- CO_2 dont les proportions isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) sont connues est analysé en alternance

avec l'échantillon (double introduction). Ces mesures sont faites six fois pour l'échantillon et autant pour le standard et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ obtenues représentent la moyenne de ces analyses.

4.4. Les corrections

4.4.1. Correction de Craig

Cette correction a pour but d'éliminer l'effet de la contamination par d'autres isotopes du carbone qui peuvent se trouver mélangés avec l' ^{18}O et le ^{14}C lors de l'analyse.

Par exemple, le standard PBD contient une proportion d'environ 6 % de l'isotope ^{17}O dans la masse 45 et 0,2 % dans la masse 46.

Le logiciel PRISM gérant le spectromètre de masse utilise les équations suivantes pour corriger l'effet de cette contamination :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Craig}} = 1,0676 * \delta(45/44) - 0,0338 * \delta^{18}\text{O}_{\text{mesurée}} \text{ en } \text{‰} \text{ par rapport au PBD}$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{corrigé/Craig}} = 1,001 * d(46/44) - 0,0021 * d^{13}\text{C}_{\text{mesurée}} \text{ en } \text{‰} \text{ par rapport au PBD}$$

4.4.2. Correction par rapport aux variations de Rv

Le volume du gaz de référence (Rv) peut varier au cours du temps à l'intérieur du spectromètre. La valeur de Rv est notée après chaque mesure pour tous les échantillons et une deuxième correction est apportée aux valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ après la première correction de Craig dite correction de Rv.

Elle se fait selon la formule suivante :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Rv}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Craig}} + (Rv_n - Rv_{n-1}) * p(\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Craig}} / Rv)$$

Avec :

$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Rv}}$: valeur de $\delta^{18}\text{O}$ corrigée par rapport à Rv,

$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Craig}}$: valeur de $\delta^{18}\text{O}$ après la correction de Craig,

Rv_n : volume du gaz de référence utilisé pour la mesure n,

Rv_{n-1} : volume du gaz de référence utilisé pour la mesure n-1,

$p(\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé/Craig}} / d Rv)$: pente de la droite de régression de la courbe $d^{18}\text{O}_{\text{mesuré}} = f(Rv)$. Elle est généralement proche de 0,0002.

Cette correction, indispensable pour $\delta^{18}\text{O}$, est inutile pour $\delta^{13}\text{C}$ car les variations sont extrêmement faibles.

4.4.3. Correction instrumentale

Les mesures données par le spectromètre contiennent une erreur relative au biais instrumental.

Pour corriger cette erreur, on analyse plusieurs standards internationaux de compositions isotopiques connues pour retrouver les déviations dues à l'appareil de mesure. On reporte ensuite les valeurs mesurées de ces standards en fonction de leurs valeurs réelles

$$(\delta^{18}\text{O}_{\text{Std mesuré}} = f(\delta^{18}\text{O}_{\text{Std réelle}}).$$

La fonction obtenue est une équation de droite ($Y = aX + b$).

La correction instrumentale à effectuer correspond à la fonction inverse de cette équation f^{-1} :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé}} = p(\delta^{18}\text{O}_{\text{Std réel}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{Std mesuré}}) * \delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé}} / Rv + f^{-1}(0)$$

avec :

$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé}}$: valeur corrigée de $\delta^{18}\text{O}$,

$p(\delta^{18}\text{O}_{\text{Std réel}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{Std mesuré}})$: pente de la droite représentative de f^{-1} et $f^{-1}(0)$ son ordonnée à l'origine.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{corrigé}} / Rv$: valeur de $\delta^{18}\text{O}$ corrigée par rapport à Rv.

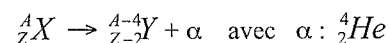
4.5. Les isotopes radioactifs

4.5.1. La radioactivité naturelle

Les atomes de certains éléments, surtout ceux des éléments les plus lourds comme l'uranium, le radium et le polonium, se brisent spontanément en émettant des rayons et des particules. On dit que ces atomes se désintègrent. Les rayonnements émis sont de trois types

:- **Des particules α (alpha)** : Ce sont des atomes d'hélium chargés positivement, He^{++} , c'est-à-dire des atomes d'hélium sans leurs électrons.

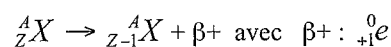
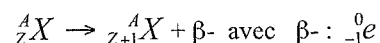
La réaction radioactive s'écrit sous la forme :



– **Des particules β (beta)** : Ce sont des électrons (notés β^-) ou des positrons (notés β^+ ou EC : électrons de charge positive) qui se déplacent à grande vitesse.

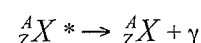
La radioactivité β^+ (ou EC) se manifeste par la transformation d'un proton (de charge +1) en un neutron en donnant sa charge positive à un neutrino qui se transforme en un positron (particule de masse nulle et de charge positive).

Les réactions radioactives s'écrivent sous les formes :



– **Des rayons γ (gamma)** qui correspondent à une forme d'énergie radiante.

La réaction radioactive s'écrit sous la forme :



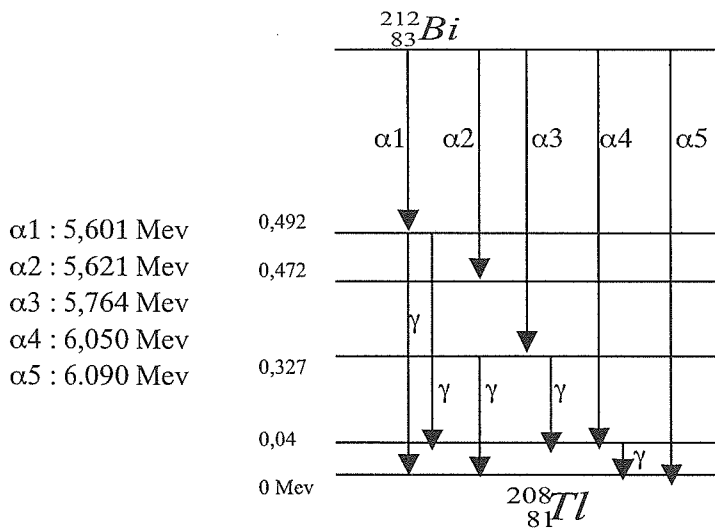


FIG. 12.- Diagramme des niveaux d'énergies nucléaires et des particules émises lors de la désintégration du Bismuth-212 en thallium-208 [d'après White, 1995].

Avec ${}^A_ZX^*$: noyau instable et A_ZX : noyau plus stable.

Quand des atomes se désintègrent en émettant des rayons α , β et γ , des atomes d'autres éléments sont formés. Ils peuvent aussi être radioactifs et se désintégrer à leur tour en atomes d'autres éléments. La vitesse à laquelle les atomes se désintègrent dépend de la quantité de matière radioactive présente. Plus celle-ci est faible et plus la vitesse diminue. Un échantillon de radium, par exemple, désintégrera la moitié de sa masse en 1600 ans. Ce qui reste prendra encore 1600 ans pour être réduit de moitié par la désintégration, et ainsi de suite.

4.5.2. Les émissions gamma naturelles

Toute désintégration α ou β peut s'accompagner de l'émission d'un photon γ . En effet, après une désintégration α ou β , le noyau fils peut se trouver dans un état excité métastable. Il retrouve son état fondamental (stable) par l'émission d'un photon γ . Un photon est caractérisé par son énergie qui est égale à la différence entre les énergies des deux états quantiques. Cette énergie peut être exprimée sous la forme :

$$\Delta E = E_e - E_s = h \cdot \nu$$

avec :

E_e : énergie de l'état excité (en Mev)

E_s : énergie de l'état stable (en Mev)

ν : fréquence du rayonnement électromagnétique (rayon gamma) (en s^{-1})

h : constante de Planck ($h = 6,624 \cdot 10^{-27}$ erg.sec)

La relaxation atomique qui engendre la libération d'un rayon gamma peut s'écrire :

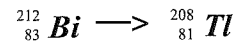
$$N_X^* \rightarrow N_X + \gamma$$

Où : N : le nombre atomique

X^* : noyau excité

X : noyau plus stable

On peut citer comme exemple (fig. 12) la désintégration d'un noyau de Bismuth en un noyau de Thallium.



Les rayons gamma présentent un caractère ondulatoire comparable à celui des rayons lumineux ou des rayons X. La longueur d'onde λ d'un rayon gamma s'exprime sous la forme : $\lambda = C/\nu$

Où C est la célérité de la lumière.

4.5.3. Origines de la radioactivité gamma dans les roches

Pratiquement la totalité des rayonnements gamma naturels est produite par désintégration des isotopes du potassium et de ceux issus de la chaîne de désintégration de l'uranium et du thorium. Les rayons gamma émis par chacun de ces éléments sont différents par leurs énergies (longueurs d'ondes) (fig. 13).

Le potassium

Dans les roches, le potassium est de loin l'élément le plus abondant parmi les trois. Toutefois, sa contribution à la radioactivité gamma totale des roches par rapport à son poids est de même ordre de grandeur que les deux autres éléments (Th et U). Cela est dû à sa faible radioactivité.

Le ${}^{40}\text{K}$ est caractérisé par un temps de demi-vie relativement court par rapport aux autres isotopes de l'uranium et du thorium ($t_{1/2}({}^{40}\text{K}) = T({}^{40}\text{K}) = 1,28 \cdot 10^9$ ans). Ainsi, cet isotope est très utile dans la datation des roches récentes (les âges ${}^{40}\text{K}$ de moins de 50.000 ans peuvent être obtenus avec une bonne précision).

Dans les roches, le potassium se concentre surtout dans les silicates comme les micas. On le trouve souvent dans les grès sous forme de feldspath potassique, dans les évaporites (comme la sylbite), mais surtout dans les argiles (comme l'illite, la glauconie, la pyrophyllite, etc.) où il se trouve dans l'espace interfeuille du réseau cristallin sous forme d'ion de substitution.

Pratiquement 90% du ${}^{40}\text{K}$ se désintègrent en ${}^{40}\text{Ca}$, la proportion restante donne du ${}^{40}\text{Ar}$. En se désintégrant, le ${}^{40}\text{K}$ libère des particules β^+ (ou EC) et β^- . Les deux dérivés de cette désintégration radioactive, à savoir ${}^{40}\text{Ca}$ et ${}^{40}\text{Ar}$, sont des isotopes stables (fig. 14).

Le système K-Ar est très utile pour les études géochronologiques surtout pour les phénomènes qui se passent à faibles températures comme la genèse du pétrole (cela est dû à la faible température de fermeture du système K-Ar). Ce système est aussi très utile dans l'étude des phénomènes de dégazage et dans l'étude de l'évolution de l'atmosphère terrestre.

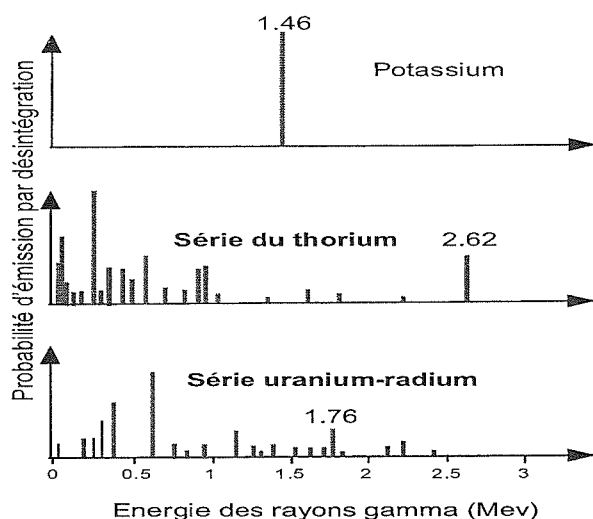


FIG. 13.- Spectre d'émission des rayons gamma des principaux minéraux radioactifs [Schlumberger, 1972].

La série de désintégration du Thorium (Th)

Le thorium est très peu mobile, facilement hydrolysé et a tendance à se concentrer dans les minéraux et roches résiduels lors d'un lessivage. Le thorium se concentre surtout au niveau des roches plutoniques dans les minéraux lourds comme la monazite, l'allanite, le zircon, le sphène, l'épidote ou la thorite. Dans les roches sédimentaires, le thorium est d'origine détritique ; il est présent dans les bauxites et les formations volcano-sédimentaires. Les argiles piègent le thorium sous forme de cation de substitution dans les espaces interfeuillets. Il est plus abondant dans les argiles d'origine continentale (kaolinite) que dans les argiles d'origine marine (glauconie). De tous les sous-produits de la désintégration de l'uranium, le thorium-230 a la demi-vie la plus longue, soit 75.400 ans. Il est particulièrement toxique pour l'Homme. Les radiations qu'il émet peuvent pénétrer le corps même à grande distance. Il se désintègre en radium -226. Le Thorium 232 est l'élément père d'une chaîne de désintégration connue sous le nom de « **série du thorium** » (fig. 15).

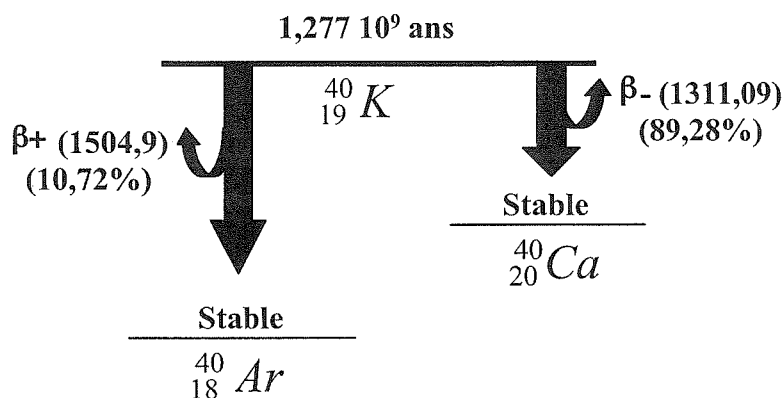


FIG. 14.- Chaîne de désintégration du ^{40}K , modifié d'après Ivanovich *et al.* [1982].

La série de désintégration de l'uranium

L'uranium est un métal dur, dense, ductile et radioactif. Il appartient au groupe de actinides dans le tableau périodique des éléments. L'uranium métallique réagit avec pratiquement tous les éléments non métalliques surtout à très hautes températures.

Le minéral d'uranium le plus important est l'uranite (UO_2) appelé aussi pechblende. Une grande partie de la chaleur interne de la terre est attribuée aux réactions nucléaires de l'uranium et du thorium.

Dans la nature, l'uranium se présente sous la forme d'un mélange de trois isotopes ^{234}U ($t_{1/2} = 2,45 \cdot 10^5$ ans), ^{235}U ($t_{1/2} = 7,04 \cdot 10^8$ ans) et ^{238}U ($t_{1/2} = 4,46 \cdot 10^9$ ans). Parmi les trois ^{238}U est de loin le plus abondant et le plus stable (tableau 1).

Il y a 16 autres isotopes connus de l'uranium. ^{238}U est l'isotope père de 18 autres isotopes de la chaîne de désintégration connue sous le nom de « **série de l'uranium** » (fig. 16).

L'uranium est de loin l'élément qui contribue le plus à la radioactivité gamma naturelle de la surface de la terre. C'est un élément lithophile qui se concentre préférentiellement dans les roches ignées acides. Sa concentration dans la croûte terrestre est de l'ordre de 2 ppm [Bowie et Plant, 1983]. L'uranium est facilement oxydé en ion uranyle UO_2^{+2} très soluble. Ainsi, l'uranium est facilement mobilisable en solution. L'ion uranyle se complexe dans des conditions réductrices avec la matière organique dans les schistes argileux (*shales*) ou bien précipite sous certaines conditions de pH sous forme d'uraninite UO_2 . L'uranium peut se trouver en grandes quantités dans certains minéraux lourds tel le zircon et la monazite.

Dans les roches cristallines, l'uranium est souvent incorporé à des minéraux tel que l'allanite, le sphène, la monazite et le zircon. Dans cet état, l'uranium n'est pas mobilisable en solution et n'est pas accessible pour les processus de minéralisation secondaire [Larsen et Phair, 1954 ; Bown et Silver, 1955 ; Gabelman, 1977 ; Speer *et al.*, 1981 ; Thieh et Ledger, 1981].

Bown et Silver [1955] ont étudié la distribution de l'uranium dans les roches ignées et ont démontré que moins du tiers de l'uranium dans les roches ignées est présent sous forme d'oxydes interstitiels ou d'agrégats cryptocrystallins accessibles au lessivage. Adams *et al.* [1959] estimaient que 60 à 80 % de thorium et de l'uranium dans les roches ignées est contenu dans des résidus (agrégats) qui seront incorporés intacts aux roches sédimentaires silicoclastiques après érosion.

L'étude de l'altération des roches ignées présente un grand intérêt, d'une part

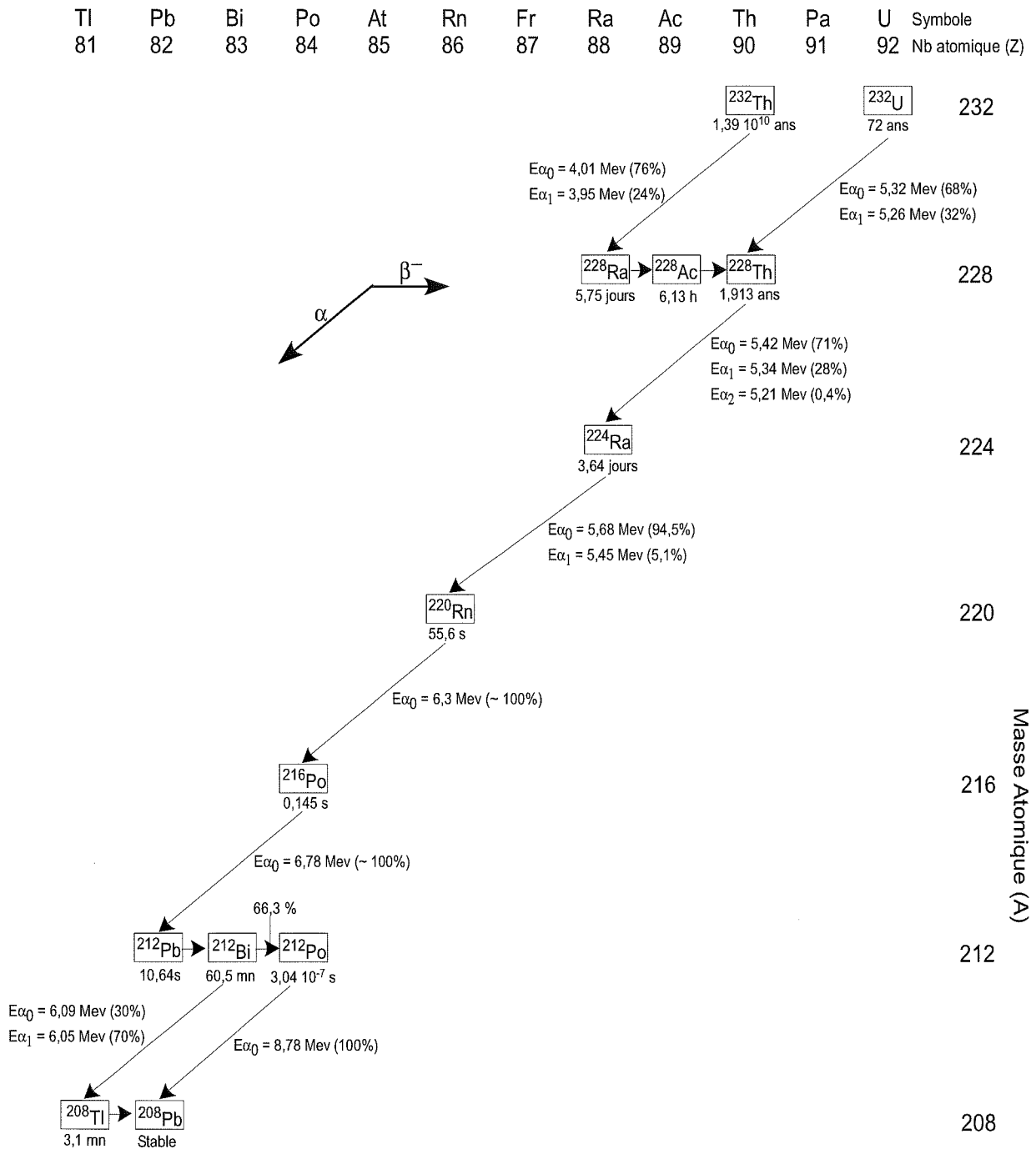


FIG. 15.- Série de désintégration du Thorium, modifié d'après Evans [1955].

	Le potassium (K)	Le thorium (Th)	L'uranium(U)
Abondance relative dans la croûte terrestre	2.59 %	12 ppm	3 ppm
Radiation gamma par unité de poids de la terre	1	1300	3600

TABLEAU 1.- Abondance et radiation gamma relative des principaux éléments radioactifs naturels [Rabaute, 1998].

pour comprendre les processus qui contrôlent la migration des éléments majeurs, mineurs et éléments en traces et d'autre part pour mieux contraindre les processus de migration des radionuclides et particulièrement l'uranium [Heath, 1984 ; Guthrie et Kleeman, 1986 ; del Villar *et al.*, 1996 ; Mc Alister *et al.*, 1997].

Des expériences de lessivage de roches ignées à des conditions sensiblement proches des conditions naturelles ont été réalisées par Szalay et Samsoni [1969], Samsoni [1969], Kovalev et Malyasova [1971], Zielinski *et al.* [1981], Michel [1984] et Eyal et Olander [1990] afin de mieux comprendre la mobilité de l'uranium. Des solutions acides (HCl) ou carbonatée [NaHCO_3 ou $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$] ont été utilisées dans ces expériences. Kovalev et Malyosova [1971] ont utilisé une solution à 5 % de $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ pour le lessivage de plusieurs types de roches tel que le granite, l'andésite, la diorite, le gabbro, le basalte, etc, et ont remarqué que 20 à 80 % de l'uranium a été mobilisé. Des expériences similaires mais qui, cette fois, tiennent compte de la nature des isotopes mobilisés et des proportions relatives de chacun de ces isotopes ont été réalisées par Zielinski *et al.* [1981] qui ont démontré qu'après 20 heures, 2 à 6 % de l'uranium est mobilisé avec un rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de 1,72 ce qui implique que ^{234}U est plus facilement mobilisable que ^{238}U .

Dans les roches sédimentaires, l'uranium est souvent associé à la présence de matière organique ou de minéraux lourds d'origine détritique. On le trouve avec des concentrations moindres dans les minéraux argileux, les phosphates et les dolomies.

Les éléments radioactifs sont beaucoup plus présents dans les roches détritiques que dans les roches carbonatées pures [Adams et Weaver, 1956 ; Mc Roberts *et al.*, 1997] surtout quand ces roches détritiques proviennent de l'altération de roches ignées initialement riches en isotopes radioactifs. Ainsi, la plupart des études sur la radioactivité dans les roches se sont concentrées sur les roches détritiques terrigènes. Peu de travaux ont essayé de déterminer l'origine de la radioactivité dans les carbonates et on continuait toujours à considérer les argiles et la matière organique, contenus dans les roches sédimentaires comme les seules sources de composés radioactifs.

Parmi les travaux qui ont essayé d'étudier l'origine de la radioactivité dans les roches sédimentaires on peut citer les travaux de Gvirtzman *et al.* [1973], Broecker et Peng [1982] et Slowey *et al.* [1996] qui se sont intéressés à l'étude des sédiments marins carbonatés et ont remarqué que, quand les carbonates marins sont exposés aux agents météoriques (durant les phases d'émersion), la dissolution de l'aragonite forme une source d'enrichissement en uranium. Les low-Mg calcite (ou calcite peu magnésienne) d'origine météorique montrent, ainsi, des teneurs élevées en uranium.

Des travaux plus récents réalisés par Troy *et al.* [2000] ont montré, grâce à des études pétrographiques

couplées à des cartographies par traces de fission établies sur des caliches provenant du paléozoïque du Texas et du Mexique, que la concentration en uranium dans les caliches (paléosols) peut être significativement importante au niveau :

- de la calcite fibreuse qui se développe tangentiellement au niveau des rhizolithes (anciennes traces de racines),
- des rhizolithes,
- des croûtes laminées des caliches (*caliche laminated crusts*),
- de la calcite "astropétale,"
- dans les grains micritisés,
- dans les ciments de couleur sombre des grainstones.

La comparaison des traces de fission avec la carthodoluminescence montre que l'uranium se concentre au niveau :

- de la calcite fibreuse,
- des fragments d'échinodermes qui ont été dissous et remplacés par de la calcite fibreuse.

Lors de la diagenèse, certains fossiles sont dissous et remplacés par de petits cristaux de dolomite (dolomitisation primaire) pauvre en uranium comme le montre l'analyse des traces de fission [Troy *et al.*, 2000]. Les rhizolithes, qui sont d'anciennes traces de racines, sont souvent tapissées par de la calcite fibreuse qui montre des teneurs en uranium de 4 à 7 ppm. Cette calcite fibreuse et riche en uranium remplace les fragments d'échinodermes dissous lors de la phase d'émersion. Les cristaux de dolosparite secondaires qui remplacent la dolomie primaire et la calcite sparitique formant les rhizolithes montrent aussi des teneurs faibles en uranium.

Les cristaux de pyrite fromboïdale et la matière organique dans les rhizolithes se forment en milieux réducteurs et montrent des teneurs assez importantes en uranium. La pyrite se forme lors de la phase de remise en eaux dans les paléosols qui étaient émergés. Concernant la calcite, la relation entre la teneur en uranium et les conditions de genèse des sols calcitiques indique que cet uranium s'est introduit durant la genèse de ces sols [Troy *et al.*, 2000].

Fiet et Gorin [2000] ont utilisé un spectromètre portable (appareil qui détecte les rayonnements gamma et les différencie selon leurs longueurs d'ondes respectives et indique la part de chaque élément radioactif [U, Th et K] dans la radioactivité totale) pour mesurer la radioactivité gamma dans des sédiments pélagiques à prédominance carbonatée et riches en matière organique de la formation des « marnes à fucoides » dans le bassin de Marche-Ombrie en Italie. Ils ont montré que, contrairement aux signaux du potassium et du thorium qui sont systématiquement associés à la présence d'argiles, le signal de l'uranium est plus difficile à interpréter car il est associé non seulement à la présence de matière organique mais aussi à l'épaisseur des *black shales* et à la nature des

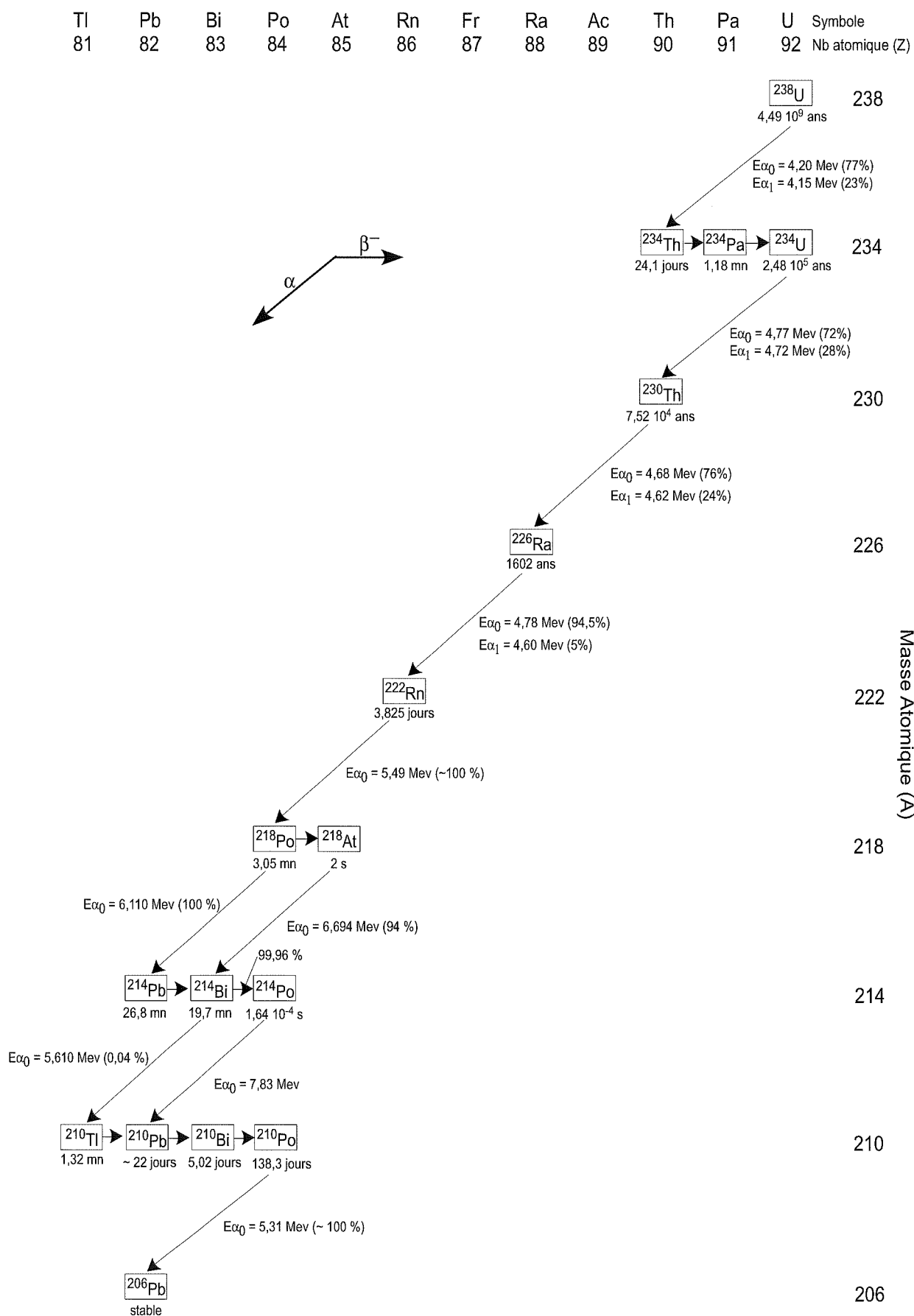


FIG. 16.- Série de désintégration de l'uranium-238, modifié d'après Evans [1955].

sédiments alternant avec ces derniers (marnes ou calcaires).

D'après ces auteurs, les signaux du thorium et du potassium peuvent être de bons indicateurs lithologiques dans les séries à dominance carbonatée (ils présentent une réponse relativement forte là où il y a des argiles). L'uranium, quant à lui, ne peut pas être considéré comme un bon indicateur lithologique car sa présence dans les séries riches en carbonates est liée à plusieurs facteurs (présence de matière organique, épaisseur des *black shales* et nature des sédiments alternant avec ces derniers). La courbe de la réponse gamma totale donne plus de poids aux teneurs en potassium et thorium que celle en uranium dans les séries à dominance carbonatée. Par contre, dans les séries à dominance argileuse, les pics en uranium semblent indiquer les zones riches en matière organique et peuvent être utilisés comme des niveaux repères pour les corrélations.

4.5.4. Mesure de la radioactivité gamma des roches

Outils de mesure

La détection des rayons gamma se fait par interaction de ces rayons avec des atomes ou des molécules à l'intérieur d'un compteur. On peut citer l'exemple du compteur Geiger et de la chambre à ionisation où le rayonnement gamma ionise un gaz. De nos jours, on utilise exclusivement des compteurs à scintillation (scintillomètres).

Principe de fonctionnement du scintillomètre [Serra, 1979]

Cet instrument de mesure (fig. 17) est composé d'un cristal transparent d'iodure de sodium dopé au thallium [NaI(Tl)]. Ce cristal a la propriété d'émettre des photons quand il est excité par une source radioactive.

Les photons émis sont détectés par un photomultiplicateur et déclenchent une avalanche d'électrons provoquant le passage d'une impulsion électrique au contact de l'anode du scintillateur. Cette conversion des rayons gamma en signal électrique permet leur comptage.

Unités de mesure de la radioactivité

Plusieurs unités sont utilisées pour mesurer les émissions radioactives de particules gamma. Ces unités varient selon les sociétés de services qui effectuent les diagraphies. La société *Schlumberger* par exemple utilise, depuis 1972, le microgramme de radium équivalent par tonne. Cette unité correspond au rayonnement gamma enregistré dans une formation contenant uniquement 10^{-3} grammes de Ra par tonne. L'unité API (*American Petroleum Institute*) est celle qui est utilisée aux Etats-Unis. Une unité API de rayonnement gamma correspond aux $1/200^e$ de la réponse d'une sonde entre deux formations étalons d'un

puits artificiel de l'Université de Houston (1 unité API = 0,06 microgramme de Radium équivalent / tonne).

L'unité que nous utiliserons dans ce travail est l'unité SPP ou chocs/seconde qui correspond au nombre de rayons gamma issus d'une désintégration radioactive libérés pendant une seconde d'enregistrement.

Fluctuations statistiques et constante de temps

Le phénomène d'émission radioactive n'est pas constant dans le temps : au sein du même banc, l'émission radioactive peut varier d'un instant à l'autre. Cela est dû au fait que dans un certain volume et en un moment donné, certains noyaux radioactifs peuvent libérer simultanément des rayons gamma et qu'un moment après, dans le même volume il n'y aurait aucune émission radioactive. C'est pour cette raison qu'on effectue des mesures d'intensités moyennes sur des intervalles de temps assez longs à chaque point de mesure. Cet intervalle de temps n'étant jamais très long (vu les contraintes de forage), les lectures de radioactivité sont toujours légèrement différentes au niveau du même point de mesure. Ces variations sont appelées fluctuations statistiques. La constante de temps est définie comme étant le temps nécessaire pour avoir une lecture moyenne représentative de la radioactivité en un point donnée. La constante de temps est donnée par un circuit électronique et elle peut varier entre 1 et 6 secondes.

La valeur de cette constante de temps à utiliser dans un puits résulte d'un compromis : une longue constante de temps diminue les fluctuations statistiques et donne une valeur moyenne représentative de la radioactivité réelle, mais elle entraîne un retard de la réponse de la sonde et un ralentissement de l'enregistrement. La vitesse d'enregistrement est optimisée en fonction de la constante de temps, en général on utilise une vitesse d'enregistrement qui ne dépasse pas les 0,3 m /constante de temps.

Mesure de la radioactivité des roches en profondeur

L'image d'un gisement (pétrole, eau, gaz) sera définie lorsque les formes, les limites, l'architecture interne (hétérogénéités) et la répartition des volumes des fluides contenus dans le gisement seront connues ou tout au moins approchées. Les techniques utilisées dans cette reconnaissance sont en partie regroupées sous le terme de géologie de réservoir (et de production) et ont pour base la géologie et la géophysique. Elles font appel à des analyses directes et indirectes des informations obtenues dans les puits :

Analyse directe : mesure sur carottes (*core analysis*), analyses PVT (pression-volume-température) des fluides, etc... Ces mesures sont faites en laboratoire.

Analyses indirectes : les **diagraphies** (*logging*) qui sont enregistrées pendant le forage et, pour certaines pendant la production. À partir de l'enregistrement de paramètres physiques à l'aide d'instruments descendus dans le trou au bout d'un câble, elles permettent d'obtenir des

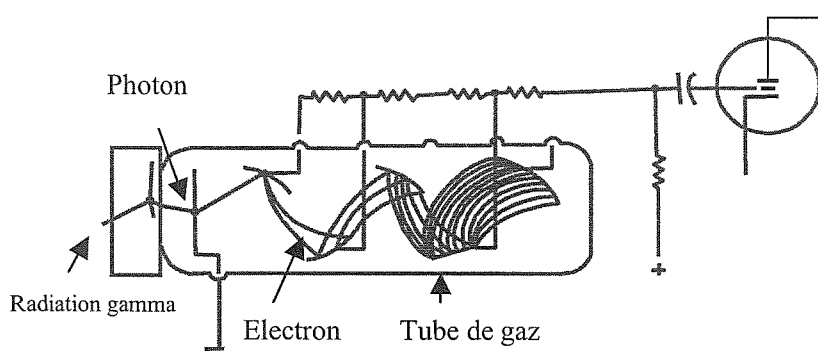


FIG. 17.- Principe du compteur à scintillation (scintillomètre) d'après Desbrand [1968].

enregistrements essentiels sur la lithologie, la porosité et les saturations en fluides [Cossé, 1988].

Par définition, une diagraphie est un enregistrement (généralement continu) d'une caractéristique des formations traversées par un sondage en fonction de la profondeur [Serra, 1979]. On distingue entre diagraphie directe et diagraphie différée. Contrairement aux diagraphies directes, les diagraphies différées sont enregistrées pendant l'arrêt du forage. Dans les deux cas les informations sont transmises instantanément en surface.

Parmi ces diagraphies différées, les diagraphies de radioactivité gamma permettent la détection des émissions gamma au niveau des formations traversées à l'aide d'une sonde introduite dans le puits.

La sonde enregistre les émissions gamma totales provenant de toutes les roches dans une zone de forme sphérique autour de la sonde et dont le diamètre est variable selon le type de sondes. Ce diamètre est appelé diamètre d'investigation. Il dépend aussi de l'énergie des rayons gamma et de la densité des formations traversées mais aussi de la densité de la boue de forage [Serra, 1979]. Ce diamètre est d'autant plus petit que la formation et la boue de forage sont denses et que les énergies des rayons gamma sont faibles. Toutefois, les formations traversées ne sont pas toujours homogènes et leurs densités sont différentes, il en résulte que le volume d'investigation n'est plus une sphère mais un ovoïde déformé (fig. 18), le point d'enregistrement étant situé au centre de la sonde.

Mesure de la radioactivité des roches en surface

Plusieurs types d'instruments sont utilisés pour mesurer la radioactivité des roches à l'affleurement, mais les plus utilisés, de nos jours, sont le scintillomètre portable, dit aussi gamma-ray portable, et le spectromètre portable. Dans les deux cas, l'instrument de mesure est posé directement sur l'affleurement à l'endroit où on veut mesurer la radioactivité.

Le principe de fonctionnement du scintillomètre portable est le même que celui utilisé dans les puits (fig. 17). Cet appareil mesure la radioactivité totale ou

globale issue de la désintégration radioactive de tous les isotopes contenus dans la roche. Il est impossible avec cet instrument de déterminer quel est l'élément responsable de cette radioactivité. Par contre, le spectromètre portable permet de déterminer, en plus de la radioactivité totale de la roche, la contribution respective de chacun des isotopes radioactifs responsables de cette radioactivité.

Les mesures effectuées avec un scintillomètre ou un spectromètre portable sur l'affleurement sont beaucoup plus précises que celles obtenues par une sonde dans les puits. Cela est dû à l'effet du ciment, du tubage et de la boue de forage qui, dans le cas d'une mesure en puits, peuvent influencer l'enregistrement.

Toutefois, avant d'effectuer des mesures de radioactivité des roches en affleurement, il faut prendre quelques précautions : il faut que l'appareil de mesure soit étalonné et que le temps d'enregistrement soit suffisant pour compenser l'effet des fluctuations statistiques.

L'étalonnage des appareils de mesure se fait en utilisant des sources radioactives dont la radioactivité est connue à l'avance. Si l'appareil est bien calibré, il indiquera la même valeur de radioactivité. Une autre précaution de mesure consiste à bien nettoyer l'affleurement à l'emplacement du point de mesure pour éliminer l'effet de l'altération de surface et, aussi, éliminer toute source de radioactivité externe à la roche (exemple : les lichens qui peuvent coloniser les surfaces d'affleurement et qui contiennent des éléments radioactifs dus au passage du nuage de Tchernobyl).

Le scintillomètre portable donne des valeurs de radioactivité exprimées en chocs/seconde. Deux méthodes de mesures sont utilisées dans ce cas : ou bien prendre la valeur maximale de radioactivité enregistrée durant la durée d'enregistrement pour chaque point de mesure ou bien considérer la valeur moyenne de cet enregistrement.

Pour notre étude nous avons utilisé un scintillomètre portable de type (SPP2-NF, SAPHYMO-STEL) pour mesurer la radioactivité des carbonates en affleurement. Le maximum de détection de cet appareil se fait dans une sphère de 30 cm de rayon. Pour mieux caractériser les variations de la radioactivité des niveaux étudiés, nous avons effectué les mesures avec un pas de 50 cm en moyenne. Nous avons effectué plusieurs essais qui nous ont conduit à opter pour considérer les valeurs maximales de la radioactivité mesurées pendant une période d'une minute. Cette durée est largement supérieure à celle considérée dans le cas des enregistrements gamma en puits. Elle est, donc, suffisante pour compenser l'effet des fluctuations

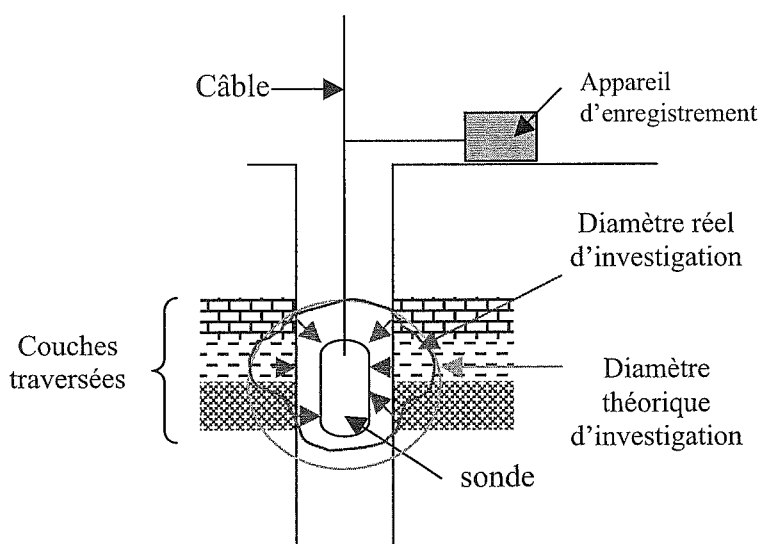


FIG. 18.- Principe du Gamma-Ray total d'après Serra [1979].

statistiques. Le choix de considérer les valeurs maximales des enregistrements vient du fait que la valeur moyenne entraîne le lissage de la courbe gamma-ray et induit de ce fait une perte d'information.

4.5.5. Le spectromètre gamma à bas bruit de fond

Le bruit de fond des spectres gamma a différentes origines :

- La radioactivité atmosphérique : principalement due à l'activité du Radon (Rn) et de certains autres gaz radioactifs,
- La radioactivité naturelle : principalement due à l'activité des isotopes issus des chaînes de désintégration de l'uranium (^{238}U et ^{235}U) et du ^{40}K ,
- La radioactivité artificielle : due à l'activité d'isotopes artificiels de longues périodes tels que le ^{60}Co , ^{137}Cs , etc...,
- Le rayonnement cosmique : rayons gamma associés aux neutrons cosmiques, mais aussi, à la contamination éventuelle du détecteur gamma du spectromètre.

Pour cette étude, le spectromètre gamma utilisé emploie un détecteur à germanium hyper pur (Ge-HP)

installé avec le cryostat, à l'intérieur d'un "château" pour protéger le détecteur et les échantillons du rayonnement environnant. Ce château, pesant au total approximativement 15 tonnes, est formé par trois parois successives qui sont, de l'intérieur vers l'extérieur :

- une plaque de cuivre de 1 millimètre d'épaisseur,
- un bloc de 5 centimètres d'épaisseur de fer,
- une couche de 15 centimètres d'épaisseur formée par des briques de plomb extrêmement pur.

Ces différents blindages fournissent une réduction efficace du bruit de fond pour toutes les bandes d'énergie.

La partie frontale du château est fermée après l'introduction de l'échantillon par une porte à paroi similaire aux autres murs du château.

Procédure expérimentale

Chaque échantillon est placé dans un tube en plastique de forme cylindrique de 250 ml de volume, 6,5 cm de diamètre et 8 cm de longueur. Les tubes sont tous identiques et de poids connu. Un tube de même type est utilisé pour le standard afin de garantir la même géométrie des sources.

Les échantillons à étudier sont réduits en poudre, pesés (~ 250 mg) et placés dans les tubes en plastique. Ces derniers sont hermétiquement fermés pour empêcher toute perte de radon (Rn). Les échantillons sont par la suite laissés au repos pendant 45 jours avant d'être analysés de sorte que les isotopes de courtes périodes atteignent l'équilibre avec leurs isotopes pères.

Les tubes sont ensuite nettoyés à l'alcool puis placés sur le détecteur. Les analyses sont faites en utilisant un détecteur de germanium hyper pur (Ge-HP de la marque EG&G) à efficacité relative de 10%. Le détecteur est relié à un standard électronique (ORTEC) et à un analyseur multicanaux (8192 canaux) relié à un ordinateur. La résolution à mi-hauteur du détecteur est de 1,8 Kev pour le pic de 1,33 Mev du ^{60}Co et de 0,7 Kev pour le pic de 60 Kev du ^{241}Am .

DEUXIÈME PARTIE

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Pour mener ce travail nous avons choisi plusieurs sites d'études dans les calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux du Sud-Est de la France et dans des niveaux équivalents d'autres plates-formes carbonatées de Suisse, d'Espagne et de Tunisie. Nous nous sommes intéressés à deux intervalles bien particuliers :

- Le premier correspond à la séquence de dépôt BA3. Nous avons étudié cette séquence dans le Vercors septentrional et la Chartreuse en France et dans le Jura Neuchâtelois. Elle représente, dans ces régions, la base des calcaires urgoniens et correspond aux premiers carbonates déposés lors de la transgression du Barrémien supérieur après une période d'émersion et d'érosion importante de la plate-forme du Jura-Bas Dauphiné pendant le Barrémien inférieur,
- Le deuxième intervalle correspond aux couches inférieures à orbitolines (CIO). Cet intervalle a été étudié dans les massifs du Vercors et de la Chartreuse en France, dans le bassin d'Organya en Espagne et dans la région de Kairouan en Tunisie centrale.

Les premières mesures de la radioactivité gamma réalisées à l'aide d'un scintillomètre portable dans les calcaires urgoniens de la coupe des Gorges du Nan (Vercors septentrional), montrent qu'il semble bien y avoir une relation entre les anomalies de la radioactivité gamma (augmentation ou diminution) et certaines

surfaces remarquables en stratigraphie séquentielle (limites de séquences de dépôt, limites de paraséquences et surfaces d'inondation maximale (*mfs*)). Cette étude a aussi montré qu'il existe une relation entre la réponse gamma et la nature des faciès carbonatés analysés. Il est alors indispensable, pour remonter à l'origine de la radioactivité gamma dans ces roches :

- d'identifier les différents faciès des carbonates étudiés, leur contenu fossilifère ainsi que leur composition minéralogique ;
- de localiser les surfaces remarquables en stratigraphie séquentielle : limites de séquence de dépôt, limites des paraséquences et maxima d'inondation (*mfs*). Cette analyse séquentielle est indissociable d'une étude diagénétique fine qui permettra d'identifier, quand elles existent, les anomalies diagénétiques qui témoignent de phases d'émersion,
- d'analyser des échantillons de ces carbonates en spectrométrie gamma à bas bruit de fond pour identifier les isotopes, sources de rayonnements gamma et déterminer leurs contributions respectives à la radioactivité totale enregistrée.

Avant d'aborder le problème de la radioactivité des carbonates, nous allons donc nous intéresser à l'étude sédimentologique, diagénétique et séquentielle détaillée des deux intervalles choisis pour cette étude.

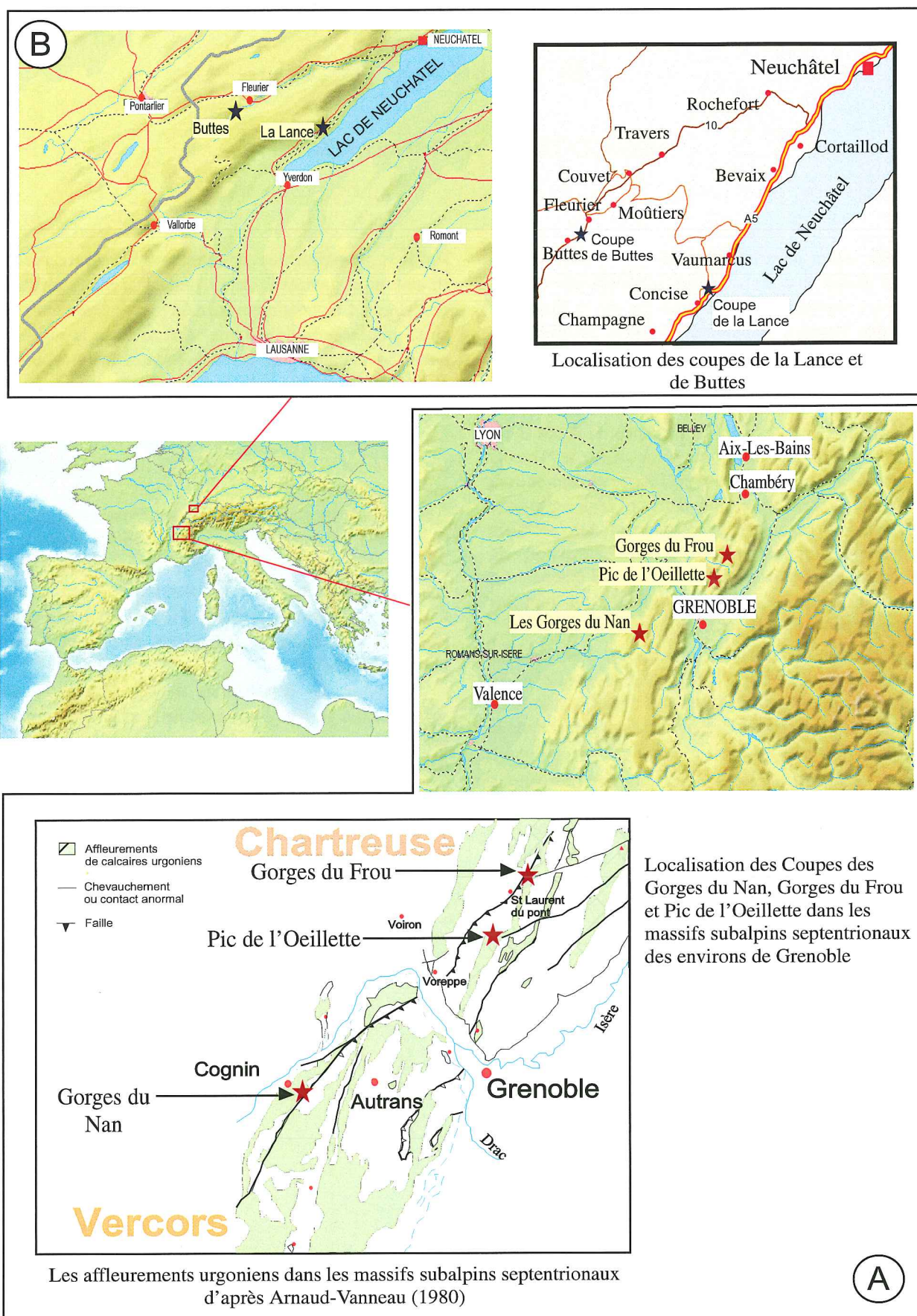


FIG. 19.- Localisation des coupes étudiées pour la séquence de dépôt BA3.

Chapitre 1

LA SÉQUENCE DE DÉPÔT BA3

1.— INTRODUCTION

Nous avons étudié la séquence de dépôt BA3 dans cinq coupes de terrain (localisation des coupes sur la figure 19) :

- Une coupe dans le Vercors septentrional : coupe des Gorges du Nan,
- Deux coupes en Chartreuse : coupes des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillette,
- Deux coupes dans le jura Suisse (région de Neuchâtel) : coupes de la Lance 1 et de Buttes 1.

Hormis la coupe de la Lance, ces coupes ont été levées à 1/50 et échantillonnées avec un pas de 50 cm en moyenne. La coupe de la Lance, quant à elle, a été étudiée en détail sur le terrain mais n'a pas été échantillonnée (se référer à Blanc-Alétru, 1995).

La séquence de dépôt BA3 constitue la base des calcaires urgoniens depuis la région du Col de Rousset dans le Vercors méridional jusqu'au Jura méridional (Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1989), domaine qui englobe notre zone d'étude. Elle surmonte des niveaux d'âges variés en raison de l'émersion prolongée et de l'érosion très importante de la plate-forme du Jura-bas Dauphiné sous-jacente. Elle est formée, principalement, de calcaires bioclastiques, mais présente néanmoins une grande diversité de faciès.

2.— FACIÈS DE LA SÉQUENCE BA3

L'étude de terrain et l'observation microscopique de l'ensemble des échantillons prélevés dans les différentes coupes de la séquence de dépôt BA3, ont permis d'identifier 10 familles de faciès de dépôt différentes notées F3 à F12 :

Chaque famille de faciès caractérise un milieu de dépôt différent (fig. 20). Les critères utilisés pour identifier ces milieux de dépôt sont résumés dans les trois paragraphes suivants.

2.1. La granulométrie

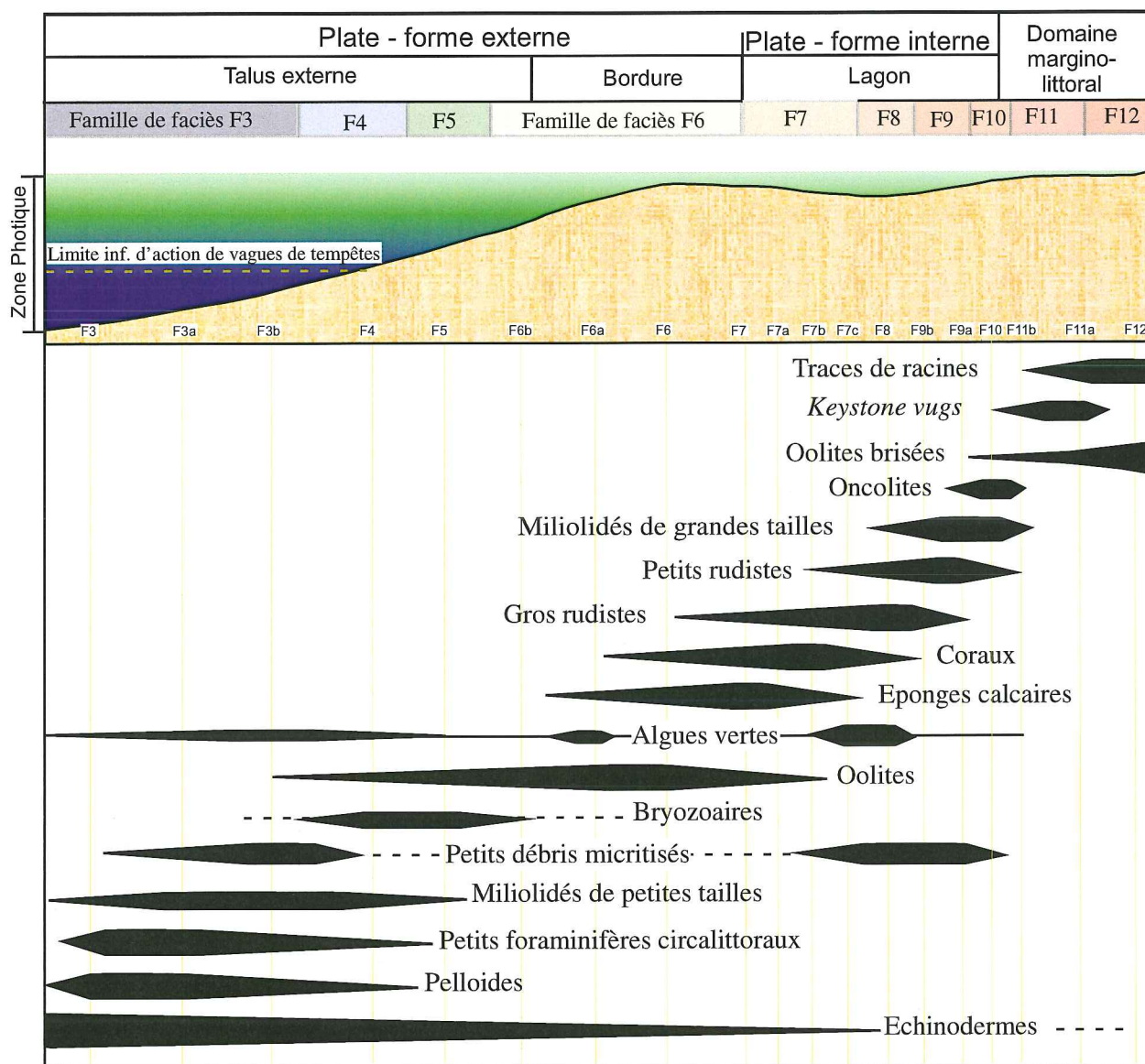
Pour les grains d'origine biologique (fossiles et fragments de fossiles) : l'essentiel des carbonates

déposés en domaine de plate-forme résultent de la production biologique *in situ*. Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, cette production biologique est étroitement liée à la photosymbiose (relation de symbiose entre les organismes vivants producteurs de carbonates et des algues vertes photosynthétiques). Le milieu le plus favorable au développement de ce système symbiotique se situe dans le domaine photique. Dans cette zone, la taille des organismes vivants (foraminifères et métazoaires) est la plus importante. Au fur et à mesure que la profondeur et/ou la turbidité du milieu augmentent, la luminosité diminue et la photosymbiose devient impossible. Dès que cette symbiose, favorisant le développement des tests carbonatés cesse ces tests deviennent de plus en plus minces tandis que leur taille diminue.

Pour les grains d'origine non biologique (oolites, pelloïdes, lithoclastes, etc...), leurs dimensions et leurs distributions sont en étroite relation avec le degré d'agitation du milieu (hydrodynamisme). En milieu agité les grains fins ne peuvent pas se déposer et sont transportés par les courants marins vers des environnements plus calmes. Au contraire, les grains les plus grossiers peuvent s'y déposer. Il en résulte une distribution granulométrique des grains en fonction de l'intensité de l'hydrodynamisme à l'image de la sédimentation clastique : les faciès fins sont caractéristiques des environnements calmes alors que les faciès granulaires plus grossiers caractérisent les environnements de dépôt à forte agitation.

2.2. Nature de la phase de liaison

La plus grande partie de la boue carbonatée résulte de la production bactérienne. Cette production et les matrices micritiques qui en résultent sont souvent associées à des milieux de dépôt calme ou très peu agité. Il s'agit, très souvent, des domaines de plate-forme externe (en dessous de la limite inférieure d'action des vagues de tempête), ou de la partie confinée du lagon en domaine de plate-forme interne. Les ciments sparitiques, quant à eux, sont souvent associés à des milieux de dépôt relativement agités situés dans la partie supérieure du talus externe (au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes), au niveau de la bordure de plate-forme et en domaine de plage.



Faciès F3b : Biosparite litée à petits bioclastes roulés, micritisés et fragments d'échinodermes,
 Faciès F3a : Biopelsparite à débris d'échinodermes et petits foraminifères ciracalittoraux
 Faciès F3 : Biopelsparite à fragments d'échinodermes, petits foraminifères et annélides,
 Faciès F4 : Biomicrite - biosparite à bryozoaires dominants et débris d'échinodermes.

Faciès F5 : *Grainstone* à éléments roulés, remaniés et bryozoaires
 Faciès F6a : Faciès oolitique envasé,
 Faciès F6 : *Grainstone* à oolites bien classées,
 Faciès F6b : *Grainstone* à petites oolites et bryozoaires roulés,

Faciès F7 : *Grainstone* à fragments de coraux et éventuellement des éponges calcaires,
 Faciès F7a : *Grainstone* à gros fragments de coraux, annélides coloniaux et bryozoaires,
 Faciès F7b : Faciès à coraux en place,
 Faciès F7c : *Wackestone* à coraux.
 Faciès F8 : *Grainstone* à gros fragments de rudistes et quelques fragments de coraux.
 Faciès F9a : *Grainstone* fin à nombreux miliolides et petits débris micritisés,
 Faciès F9b : *Grainstone* lité à algues vertes et Miliolides,
 Faciès F10 : Biomicrite et biosparite à oncolites et micrite à *algal-mat*,

Faciès F11a : *Grainstone* à *Keystone vugs* (Kv) et à nombreuses oolites et débris roulés,
 Faciès F11b : Micrite confinée à traces de racines,
 Faciès F12 (tempestites) : *grainstone* à débris remaniés (bryozoaires, oolites, etc...) et petits galets de taille millimétrique parfois centimétrique.

FIG. 20.- Définition et distribution des différents faciès de la séquence de dépôt BA3 sur un profil théorique de plate-forme.

2.3. Le contenu fossilifère

Les principales formes fossiles présentes dans les carbonates étudiés sont : des foraminifères benthiques, des métazoaires et des algues. Chaque espèce fossile est adaptée à un environnement de vie donné caractérisé par une profondeur de dépôt, un substrat adapté au mode de vie, un degré d'agitation, une salinité et une température. Il est alors possible de remonter aux caractéristiques écologiques d'un environnement de dépôt donné en fonction de son contenu fossilifère.

La compilation de tous ces critères permet de proposer pour chaque faciès l'environnement de dépôt le plus favorable à sa sédimentation en fonction des exigences écologiques des organismes qui le constituent.

2.4. Faciès de plate-forme externe

Faciès de talus externe (étage circalittoral)

Aspect macroscopique. Il s'agit de calcaires blancs, fins et noduleux ou de calcaires bioturbés le plus souvent organisés en bancs décimétriques à métriques.

Aspect microscopique. Ce sont, principalement, des *grainstones* et des *wackestones* fins très riches en fragments d'échinodermes. Ces faciès sont aussi caractérisés par la présence de nombreux foraminifères benthiques rencontrés, principalement, dans le domaine circalittoral (exemple : petits Textulariids, Verneuilliniids, Nodosariids, etc...). La granulométrie fine de ces faciès, l'abondance des petits foraminifères circalittoraux et leur richesse en péloïdes et en fragments d'échinodermes impliquent un milieu de dépôt marin ouvert et relativement peu agité. La présence de quelques algues vertes photosynthétiques suggère un milieu de dépôt situé à proximité de la limite inférieure de la zone photique. C'est pour toutes ces raisons que cette famille de faciès est attribuée à la partie inférieure du talus externe (domaine circalittoral).

Dans cette famille, on peut distinguer quatre types de faciès différents (fig. 21) :

Faciès F3b : biosparite litée à petits bioclastes roulés, micritisés et fragments d'échinodermes,

Faciès F3a : biopelsparite à débris d'échinodermes et petits foraminifères circalittoraux,

Faciès F3 : biopelsparite à fragments d'échinodermes, petits foraminifères et annélides,

Faciès F4 : biomicrite - biosparite à bryozoaires dominants et débris d'échinodermes.

2.5. Faciès de bordure de plate-forme et de la partie supérieure du talus externe (faciès F5 et F6)

Cet ensemble regroupe les faciès oolitiques qui s'accumulent dans les environnements à forte agitation,

généralement, au niveau de la bordure de plate-forme et dans la partie supérieure du talus externe située au-dessus de la limite inférieure des vagues de tempêtes (fig. 22).

Aspect macroscopique. Il s'agit de calcaires blancs à oolites parfois de taille millimétrique qui s'organisent en bancs épais métriques à plurimétriques.

Aspect microscopique. Les oolites sont abondantes et le ciment est le plus souvent sparitique. Dans ces faciès on ne trouve pratiquement pas de faune en place. La plupart des formes fossiles présentes sont oolitisées.

On distingue quatre types de faciès bioclastiques et oolitiques différents :

Faciès F5 : *grainstone* à éléments roulés, remaniés et bryozoaires.

Faciès F6a : faciès oolitique envasé (*wackestone/packstone*),

Faciès F6 : *grainstone* à oolites bien classées,

Faciès F6b : *grainstone* à petites oolites et bryozoaires roulés.

2.6. Faciès de plate-forme interne

2.6.1. Faciès à coraux (famille de faciès F7) (fig. 23)

Aspect macroscopique. Ce sont des calcaires à coraux parfois en place et en position de vie mais, dans la plupart des cas, il s'agit de fragments de coraux. Ils s'organisent en bancs métriques à décimétriques.

Aspect microscopique. Il s'agit, principalement, de *grainstones* et, accessoirement, de *packstones* très riches en fragments de coraux, éponges calcaires, annélides coloniaux et fragments de rudistes.

On distingue quatre types de faciès à coraux :

Faciès F7 : *grainstone* à fragments de coraux et éventuellement à éponges calcaires,

Faciès F7a : *grainstone* à gros fragments de coraux, annélides coloniaux et bryozoaires,

Faciès F7b : faciès à coraux en place,

Faciès F7c : *wackestone* à coraux.

2.5.2. Faciès à rudistes (famille de faciès F8) (Fig. 24)

Aspect macroscopique. Il s'agit de calcaires blanc grisâtre très riches en fragments de rudistes. Ils s'organisent en bancs métriques à décimétriques.

Aspect microscopique. Ce sont des *grainstones* grossiers à nombreux fragments de rudistes et quelques fragments de coraux.

Faciès F8 : *grainstones* à gros fragments de rudistes et quelques fragments de coraux.

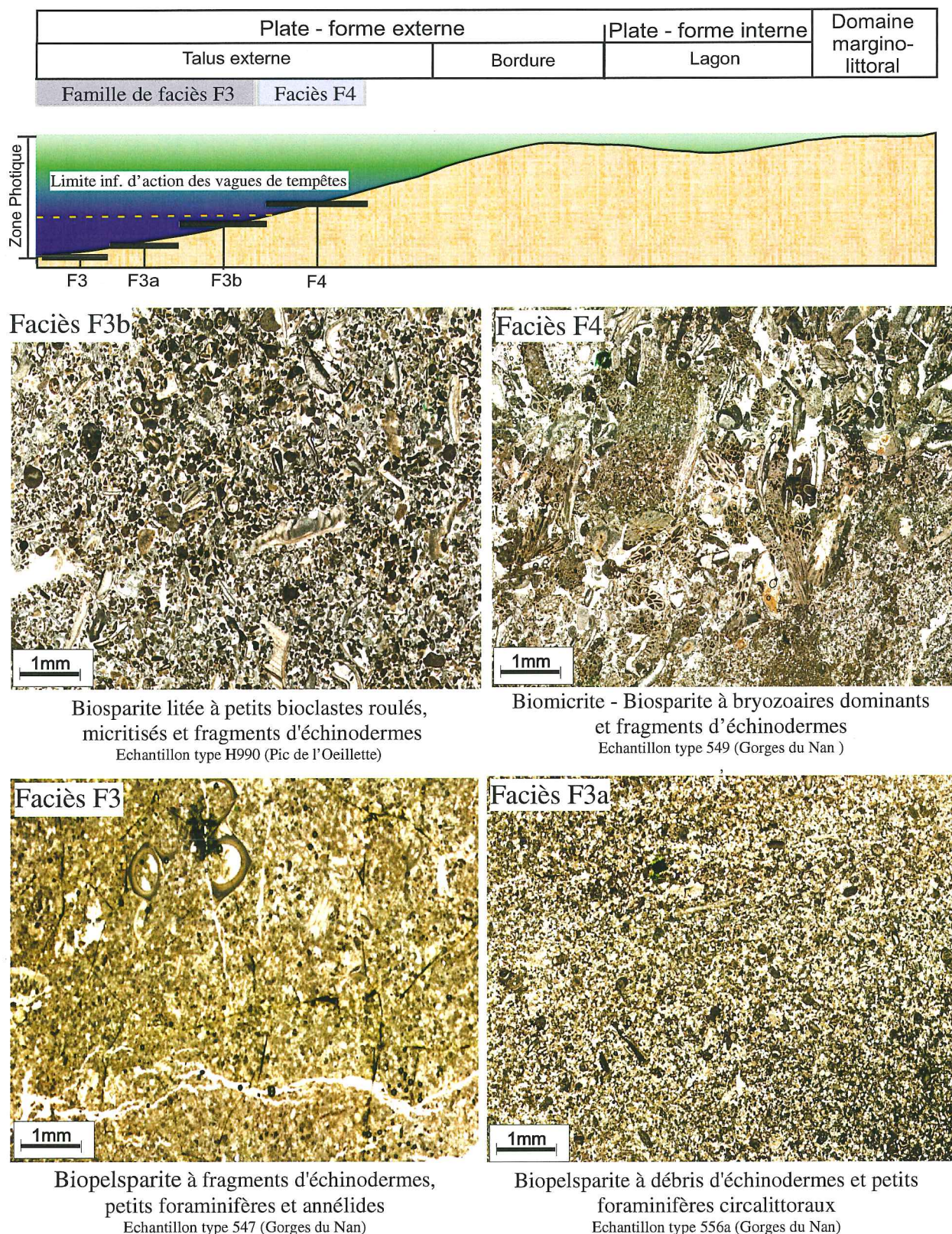


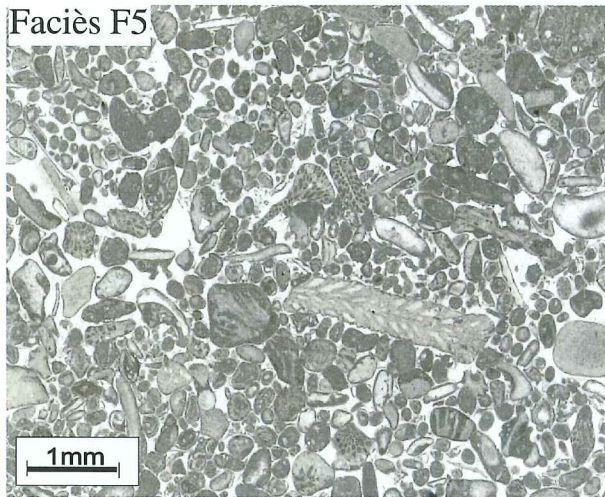
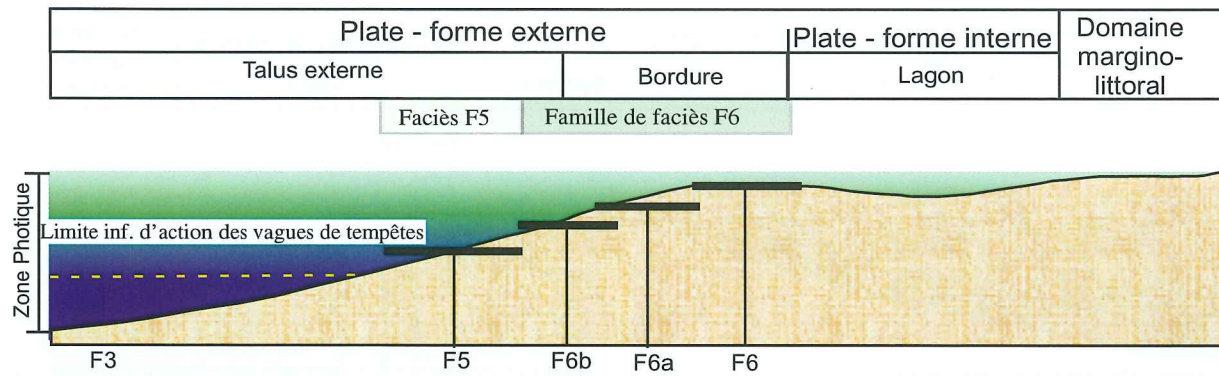
FIG. 21.- Faciès de plate-forme externe (familles de faciès F3 et F4).

2.6.2. Faciès de lagon relativement confiné (familles de faciès F9 et F10) (fig. 24)

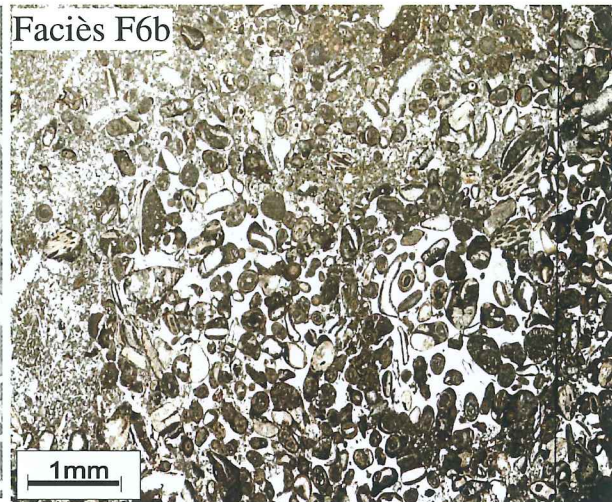
Aspect macroscopique. Il s'agit de calcaires blancs, relativement fins, souvent lités, qui s'organisent en petits bancs décimétriques.

Aspect microscopique. Les miliolidés et les débris micritisés sont très fréquents. Le ciment est formé par des petits cristaux de sparite (microsparite).

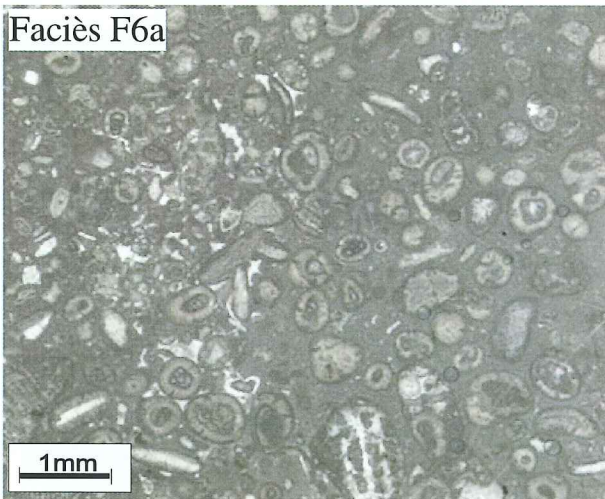
Dans cette famille, on distingue aussi deux faciès différents :



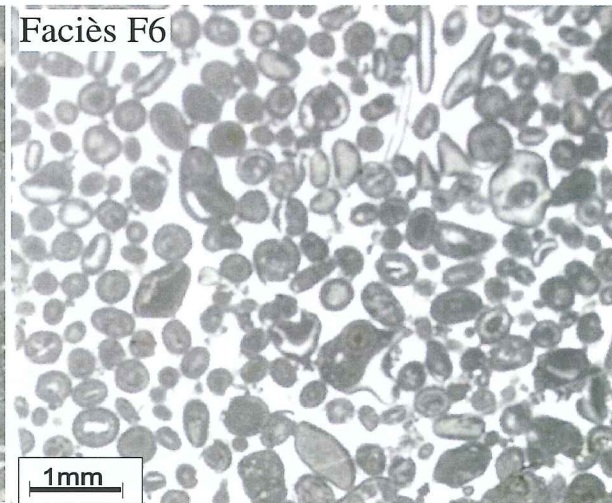
Grainstone à éléments roulés, remaniés et bryozoaires
Echantillon type H737 (Gorges du Frou)



Grainstone petites oolites et bryozoaires roulés
Echantillon type 561a (Gorges du Nan)



Faciès oolitique envasé (présents surtout en sommet de paraséquences)
Echantillon type H733 (Gorges du Frou)



Grainstone à oolites bien classées
Echantillon type H739 (Gorges du Frou)

FIG. 22.- Faciès de bordure de plate-forme et de la partie supérieure du talus externe (familles de faciès F5 et F6).

Faciès F9a : *grainstone* fin à nombreux Miliolidés et petits débris micritisés.

Faciès F9b : *grainstone* lité à algues vertes et Miliolidés.

Faciès F10 : biomicrite et biosparite à oncolites et micrite à algal-mat.

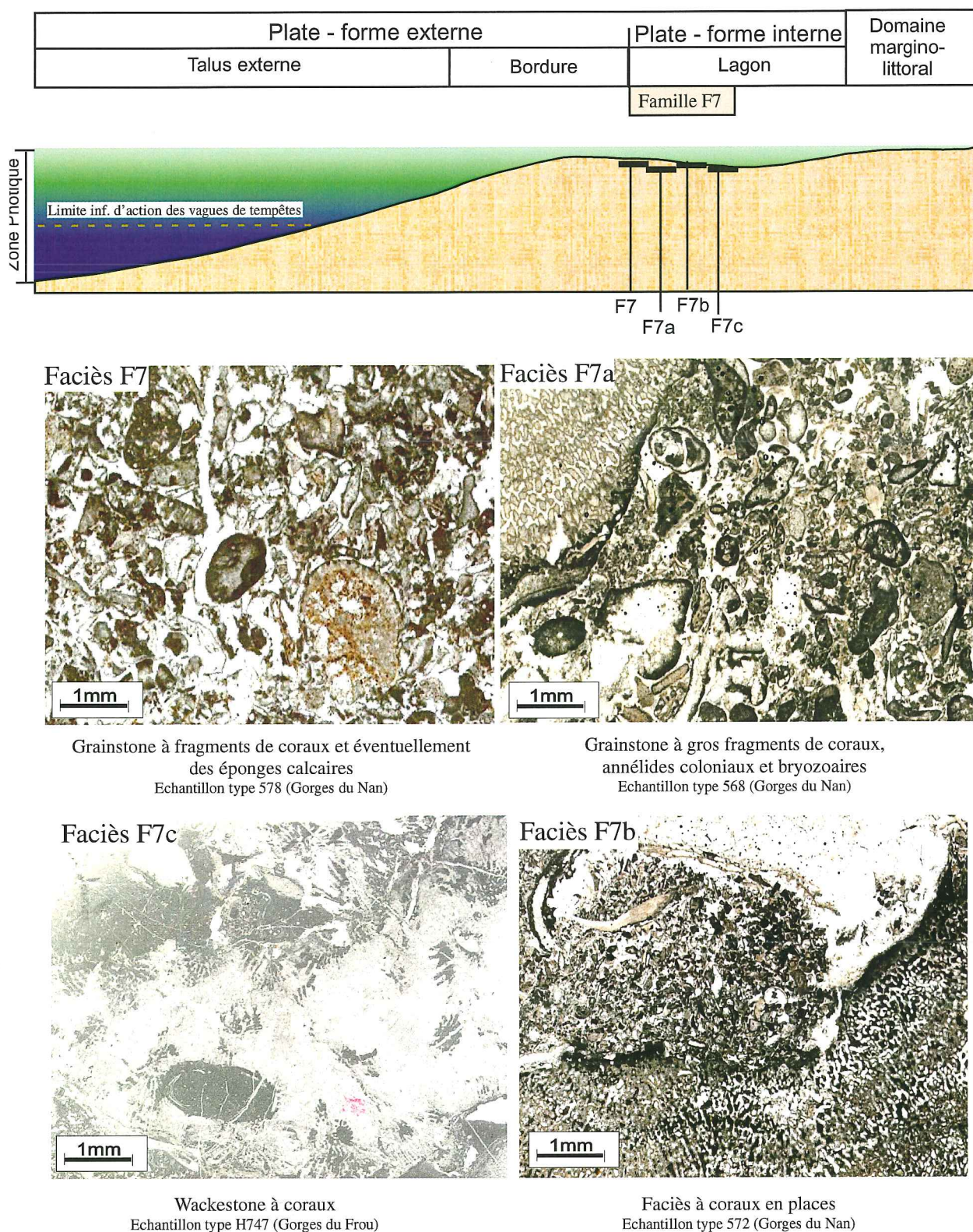


FIG. 23.- Faciès de plate-forme interne à coraux (famille de faciès F7).

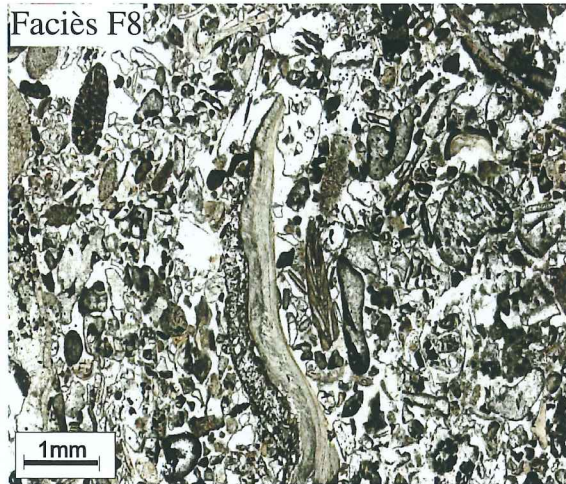
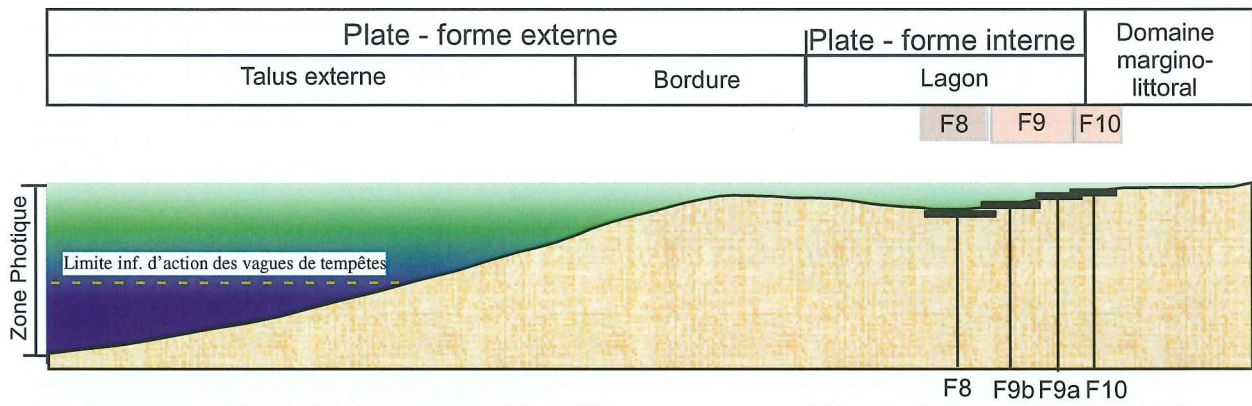
2.7. Les faciès du domaine margino-littoral (fig. 25)

2.7.1. Faciès de plage (famille de faciès F11)

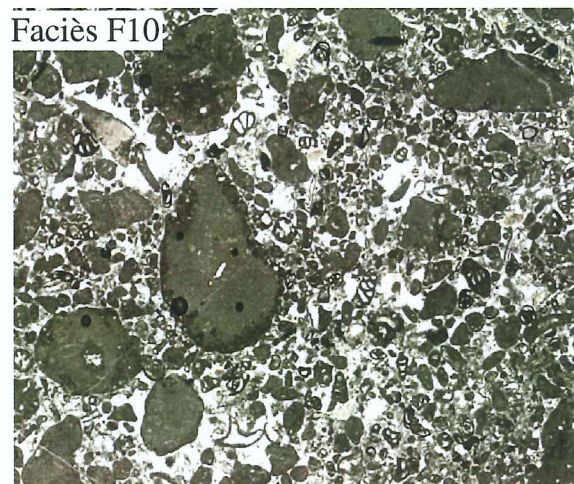
Aspect macroscopique. Il s'agit de grainstones grisâtres, parfois rougeâtres organisés en bancs fins

décimétriques. On note, parfois, la présence de *keystone vugs* et de traces de racines.

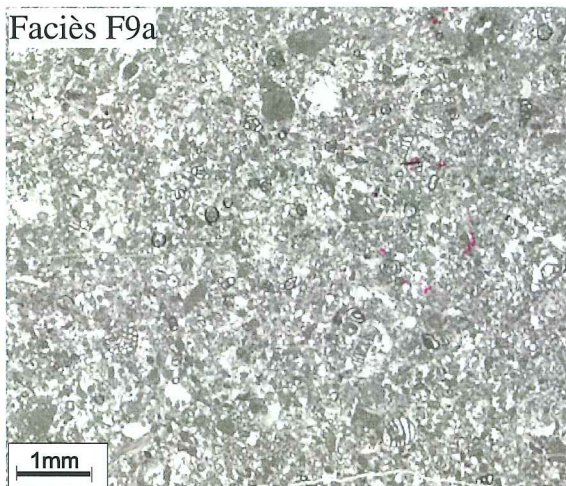
Aspect microscopique. Il s'agit de grainstones mal classés avec un important mélange de faunes remaniés. Deux types de faciès de plage différents ont été distingués :



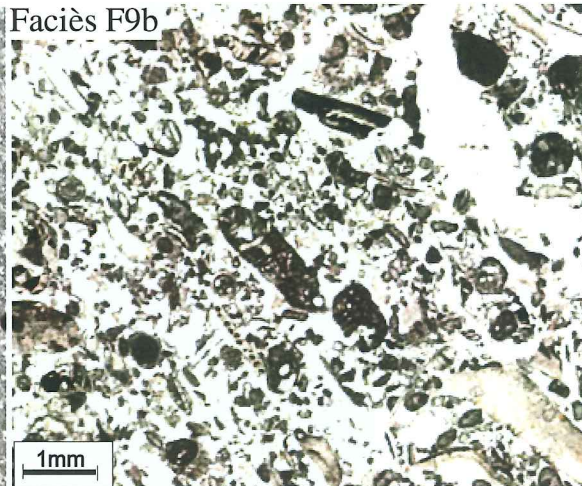
Grainstone à gros fragments de rudistes et quelques fragments de coraux
Echantillon type 580 (Gorges du Nan)



Biomcrite et biosparite à oncolites
Echantillon type H1000 (Pic de l'Oeillette)



Grainstone fin à nombreux Miliolidés et petits débris micritisés
Echantillon type 581 (Gorges du Nan)



Grainstone lité à algues vertes et Miliolidés
Echantillon type H559 (Gorges du Frou)

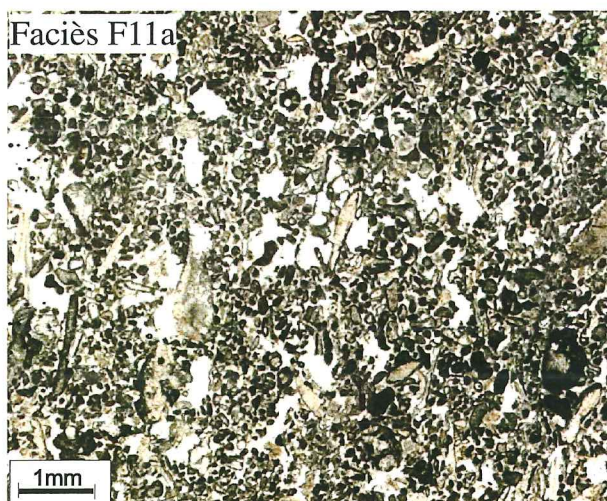
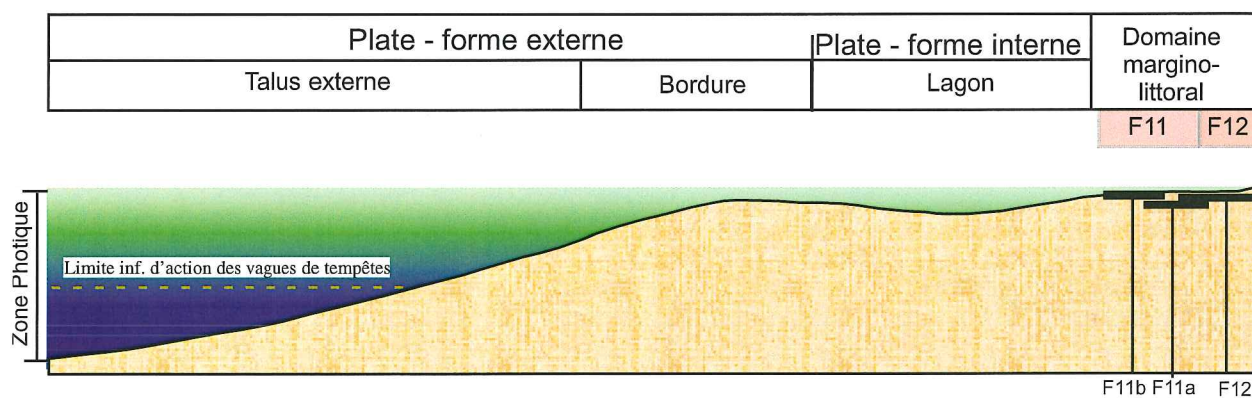
FIG. 24.- Faciès de lagon (familles de faciès F8, F9 et F10).

Faciès F11a : grainstone à keystone vugs (Kv) et à nombreuses oolites et débris roulés,

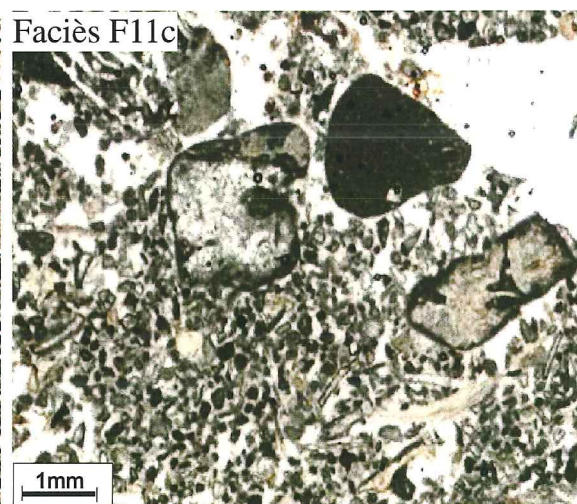
Faciès F11b : micrite confinée à traces de racines

2.7.2. Faciès de tempêtes (famille de faciès F12)

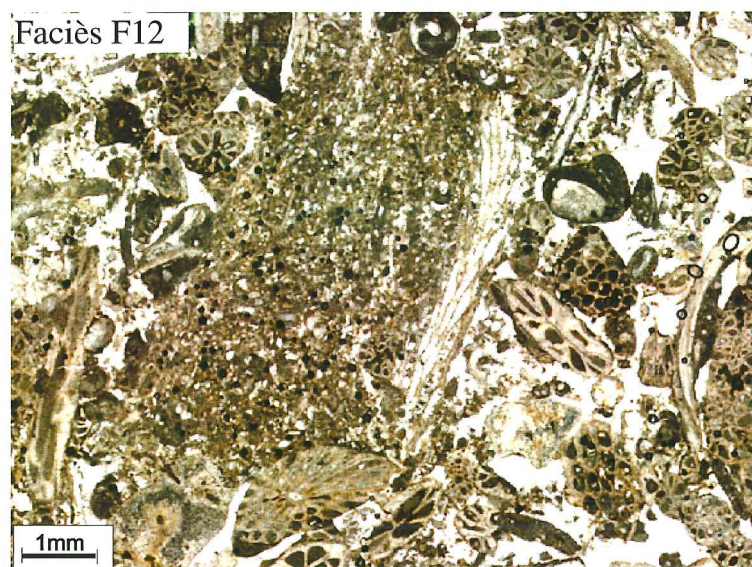
Il s'agit de *grainstones* à nombreux éléments remaniés et galets.



Grainstone à *Keystone vugs* (Kv) et à nombreuses
oolites et débris roulés
Echantillon type 585 (Gorges du Nan)



Grainstones à nombreux extraclastes
Echantillon type 582 (Gorges du Nan)



Tempestites) : Grainstone à débris remaniés (bryozoaires, oolites, etc...)
et petits galets de taille millimétrique parfois centimétrique
Echantillon type 549 (Gorges du Nan)

FIG. 25.- Faciès du domaine marginolittoral (familles de faciès F11 et F12).

Faciès F12 (tempestites) : grainstone à débris remaniés (bryozoaires, oolites, etc...) et petits galets de taille millimétrique parfois centimétrique.

Cette classification des faciès est d'une grande utilité dans la mesure où elle constitue un outil pour mieux comparer les évolutions des faciès, des environnements et des paléop profondeurs de dépôt de la séquence BA3 entre les différentes coupes étudiées.

En parallèle avec cette étude faciologique, nous avons réalisé le comptage de la faune et de la flore sur l'ensemble des échantillons prélevés pour mieux contraindre les évolutions des différents faciès et des environnements de dépôt correspondants.

3.— ANALYSE QUANTITATIVE DE LA FAUNE ET DE LA FLORE

Le comptage de la faune et de la flore a été réalisé sur l'ensemble des échantillons prélevés au niveau de la séquence BA3 des coupes des Gorges du Nan, des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillet (tableaux de comptage en annexe 1, 2 et 3). La première étape de ce comptage consiste à réaliser un inventaire de toute la faune et la flore ainsi que des fragments non biologiques présents dans les échantillons. Les formes fossiles identifiées sont, ensuite, regroupées en plusieurs assemblages faunistiques. Chacun de ces assemblages est constitué de formes fossiles qui ont des écologies semblables. Sept assemblages faunistiques différents ont été identifiés dans les échantillons de la séquence BA3. Ces assemblages ont été numérotés de 1 à 7 depuis ceux caractéristiques des milieux marins ouverts vers ceux caractéristiques des domaines peu profonds ou émersifs.

Assemblage 1. Cet assemblage est représenté surtout par les **fragments d'échinodermes** qui sont très abondants dans les milieux marins ouverts circalittoraux.

Les observations faites sur l'ensemble des faciès de la séquence BA3 montrent que les échinodermes deviennent dominants à chaque fois qu'on a des indices d'approfondissement du milieu de dépôt, d'où le choix de mettre cet assemblage en première position parmi ceux caractéristiques des milieux de dépôt marins ouverts.

Cet assemblage est dominant au niveau des faciès fins de la famille F3.

Assemblage 2. Cet assemblage, constitué d'organismes et de fragments d'organismes d'origine circalittorale, présente une évolution similaire à celle de l'assemblage 1. Ils ont été séparés pour mieux visualiser le deuxième car, mis ensembles, l'assemblage unique serait dominé par les fragments d'échinodermes, beaucoup plus nombreux.

Cet assemblage est fréquent, à l'image des échinodermes, dans les faciès fins de la famille F3. Contenu faunistique : *Cadosina*, *Gaudryina* sp., *Verneuilina* sp., *Marssonella* sp., *Earlandia*, foraminifères planispiralés, *Spiroloculina*, Annélides, Arthropodes, *Glomospira* sp., *Meandrospira*, *Arenobulimina* de petite taille, *Montsalevia*.

Ces faunes sont abondantes dans le domaine circalittoral.

Assemblage 3. Cet assemblage évolue, aussi, de manière similaire aux deux précédents. Il est souvent associé aux faciès *grainstones* fins à échinodermes de la famille F3 mais peut se trouver en abondance dans certains faciès oolitiques fins de la famille F6.

Contenu faunistique : *Choffatella decipiens*, *Nodosariidae*, Bryozoaires, *Textulariidae* ind., *Valvulineria* sp., *Miliolidae* de petites dimensions, *Belorussiella*.

Cet assemblage semble caractériser les environnements de dépôt situés de la partie supérieure du domaine circalittoral jusqu'à la partie inférieure de l'étage infralittoral.

Assemblage 4. Constitué uniquement par les oolites, il est, bien évidemment, associé aux faciès oolitiques de la famille F6 qui caractérisent les environnements agités des milieux infralittoraux peu profonds.

Assemblage 5. C'est l'assemblage caractéristique des milieux récifaux de l'étage infralittoral. Il domine au niveau des faciès de la famille F7.

Contenu faunistique : Brachiopodes, coraux coloniaux et rudistes (parmi lesquels des Caprinidés).

Assemblage 6. Cet assemblage évolue de manière similaire à l'assemblage récifal précédent. Ils sont tous les deux abondants dans les faciès récifaux de la famille F7.

Contenu faunistique : éponges calcaires, *Boueina*, gros foraminifères agglutinés, *Neomeris*, *Cayeuxia*, *Neotrocholina*, grosses *Arenobulimina*, algues dacycladales.

Assemblage 7. Assemblage caractéristique du lagon. Il est dominé par les fragments de rudistes et les *Miliolidés* de grande taille.

Contenu faunistique : *Miliolidés* de grande taille, rudistes, gastéropodes, grosses *Istriloculina*, *Trocholina*, *Nautiloculina* sp., *Melathrockerion*, *Arenobulimina* de grande taille.

4.— COUPE DE RÉFÉRENCE DES GORGES DU NAN

La coupe des Gorges du Nan est située dans le Vercors septentrional le long de la vallée de la basse Isère, sur le flanc NW de l'anticlinal NE-SW du Nan qui borde la faille de l'Isère (fig. 26 a). Cette coupe se trouve sur la route qui mène de Cognin-les-Gorges à Malleval.

Pour ce travail nous avons relevé en détail cette coupe et effectué un échantillonnage très serré avec un pas de 50 cm en moyenne pour caractériser avec précision toutes les variations verticales des faciès et des environnements de dépôt correspondants. Un échantillonnage plus serré a été effectué aux environs des limites de séquences, des *mfs*, des limites de paraséquences identifiées sur le terrain ainsi qu'au niveau des limites susceptibles de constituer des limites de paraséquence mais que l'observation de terrain ne permet pas d'interpréter avec certitude. En tout, nous

avons prélevé plus de 60 échantillons dans cette séquence BA3.

4.1. Aspect général de l'affleurement

La séquence de dépôt BA3 est, dans cette coupe, située en bord de route. Les sédiments hauteriviens sous-jacents ne sont visibles qu'au fond des gorges, en raison du couvert végétal intense, sauf pour la partie juste en-dessous de la limite de séquence de dépôt SbB3.

Les sédiments hauteriviens sont formés par des calcaires argileux et des marnes à nombreux oursins irréguliers (*Toxaster retusus*) et bivalves endobiontes datés de l'Hauterivien supérieur non terminal grâce à la présence de *Crioceratites* gr. *duvali* et *Plesiospitidiscus* cf. *ligatus* (Zone à Sayni ou zone à Balearis [Arnaud *et al.*, 1994]). D'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1989], cette partie de la coupe appartiendrait au prisme de haut niveau de la séquence HA5 (ou éventuellement HA6, en raison des imprécisions de datation).

Au-dessus de ces marnes, on trouve un ensemble de calcaires bioclastiques, épais d'environ 30 m, appartenant à une nouvelle séquence de dépôt. La limite de séquence, notée **Sbx**, est marquée par une limite lithologique nette entre les marnes sous-jacentes à *Toxaster retusus* et les calcaires bioclastiques. Cette séquence est représentée par son intervalle transgressif, montrant un approfondissement progressif vers des faciès de type F2, et son prisme de haut niveau dont une partie est visible en bord de route juste en-dessous de la limite de séquence SbB3. La base de cette dernière partie (fig. 26 a) est formée par des *grainstones* et des *packstones* fins à oursins irréguliers et annélides (F3). Aucune ammonite n'a été trouvée dans ces niveaux de sorte que bien des doutes subsistent quant à leur datation (par corrélation régionale, cette unité lithologique pourrait appartenir à la séquence de dépôt BA1).

La dernière paraséquence de cet ensemble est formée à la base par des faciès F3, évoluant en milieu de paraséquence à des faciès F4 puis juste en-dessous de la limite de séquence SbB3 à des faciès F5.

La séquence de dépôt BA3 sus-jacente, épaisse d'environ 41 m, est représentée uniquement par son intervalle transgressif et son prisme de haut niveau. Cette séquence est formée principalement de faciès calcaires bioclastiques. Le seul niveau tendre se trouve à la base de la séquence et correspond à un petit niveau d'argiles rougeâtres à traces de racines et glaebules, épais d'environ 80 cm. La séquence BA3 est bornée à la base et au sommet, respectivement, par les limites **SbB3** et **SbB4**.

4.2. La limite de séquence SbB3

Cette limite a longtemps été placée au niveau du petit banc d'argiles rouges à nombreuses traces de

racines qui correspondent à un paléosol (fig. 26 b). Toutefois, l'observation minutieuse des environs proches de ce niveau, notamment lors des travaux de Girard [1999], a permis d'identifier, à environ 2 m en-dessous, une surface ravinante qui tronque des paléofractures à remplissage calcitique (fig. 26 b et c). Il s'agit d'une surface érosive jalonnée de galets de tailles centimétriques. Cette limite marque le passage de faciès F5 du sommet de la dernière paraséquence de l'Hauterivien supérieur à des faciès calcaires grossiers à nombreux éléments remaniés et galets (Faciès F12) (fig. 27) du Barrémien supérieur [Arnaud *et al.*, 1998]. C'est cette surface qui correspond à la limite de séquence de dépôt SbB3.

Les faciès *grainstones* bioclastiques à éléments remaniés situés juste au-dessus de la limite de séquence SbB3 font partie de l'intervalle transgressif de la séquence BA3.

4.3. L'intervalle transgressif

Au-dessus de la limite de séquence SbB3, les faciès deviennent grossiers, mal classés et riches en fragments biologiques de natures variées. On y retrouve des annélides, des fragments d'échinodermes et des petits foraminifères circolittoraux mélangés avec de gros débris roulés (de taille plurimillimétrique et parfois même centimétrique) et de gros fragments de bivalves. Il s'agit de biosparites à éléments remaniés avec un mélange important de faunes de milieux de dépôt différents. Ces faciès bioclastiques s'organisent en petits bancs épais d'environ 30 cm chacun, limités par des surfaces ravinantes correspondant à des limites de paraséquences.

Au-dessus du paléosol, on note la présence, successivement, de :

- Un ensemble formé par la succession de trois petits bancs de 30 cm d'épaisseur, chacun caractérisé par des bases ravinantes. Chacun de ces petits bancs représente une paraséquence. La première de ces paraséquences, à la base, est formée par un faciès calcaire à laminations planes.
- Un niveau calcaire bioclastique (épais d'environ 30 cm) très riche en gros débris de coquilles de bivalves. Il s'agit d'un *firm ground* (Fg) qui correspond à un niveau à sédimentation lente à faible profondeur de dépôt. Il est caractérisé par des faciès grossiers, mal classés, à nombreux fragments de bivalves, d'annélides et de bryozoaires.
- Un ensemble, épais d'environ 3 m, de calcaires fins (biomicrosparite à biomicrorite) bien classés et riches en fragments d'échinodermes et en petits foraminifères circolittoraux (faciès F3a). Les éléments grossiers disparaissent complètement. Peu d'éléments macroscopiques sont visibles hormis un bryozoaire observé à 3 m au-dessus du *firm ground*. A cet endroit (fig. 27 a), le faciès est très fin et très

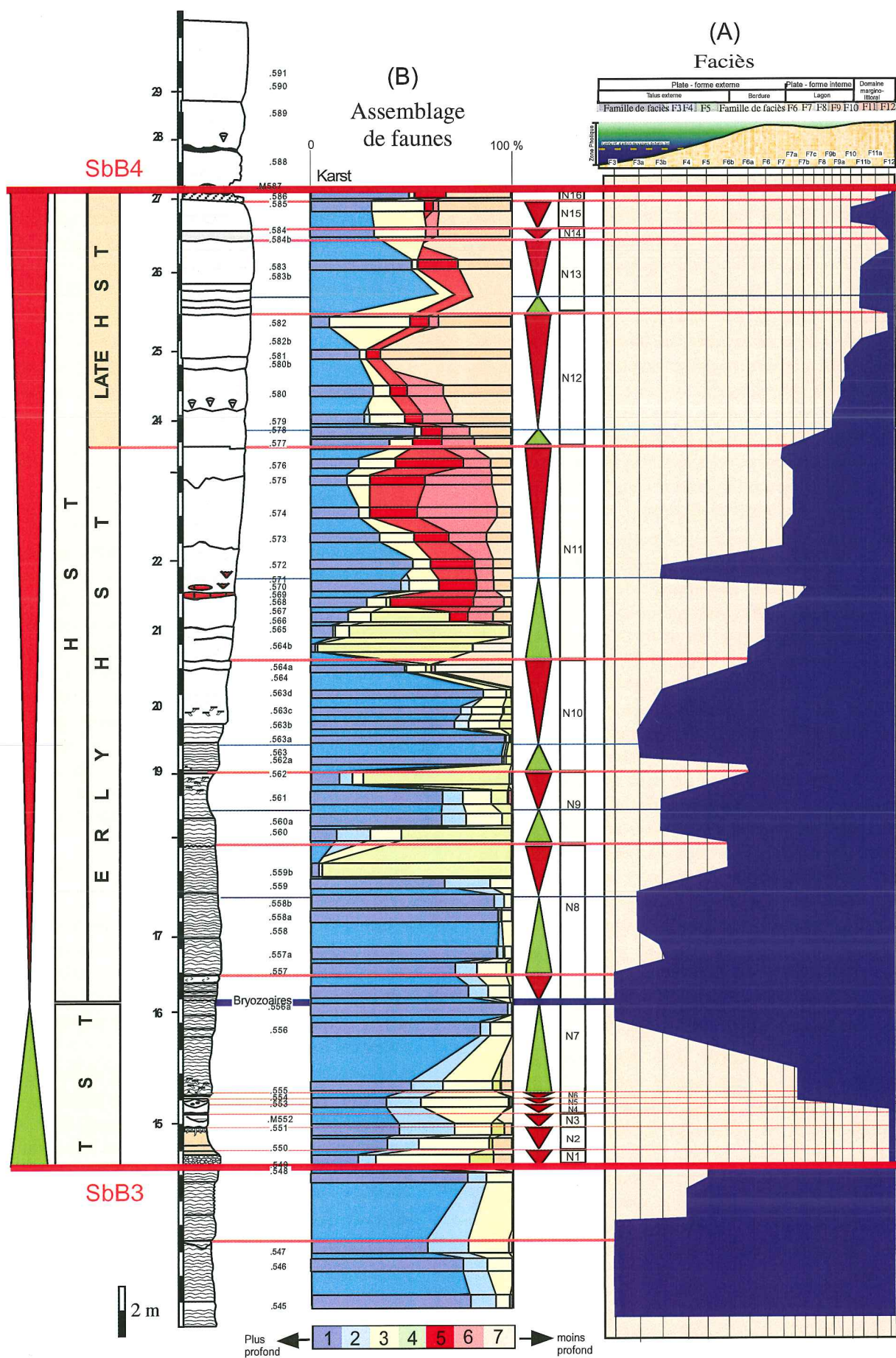


FIG. 27.- Évolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe des Gorges du Nan.

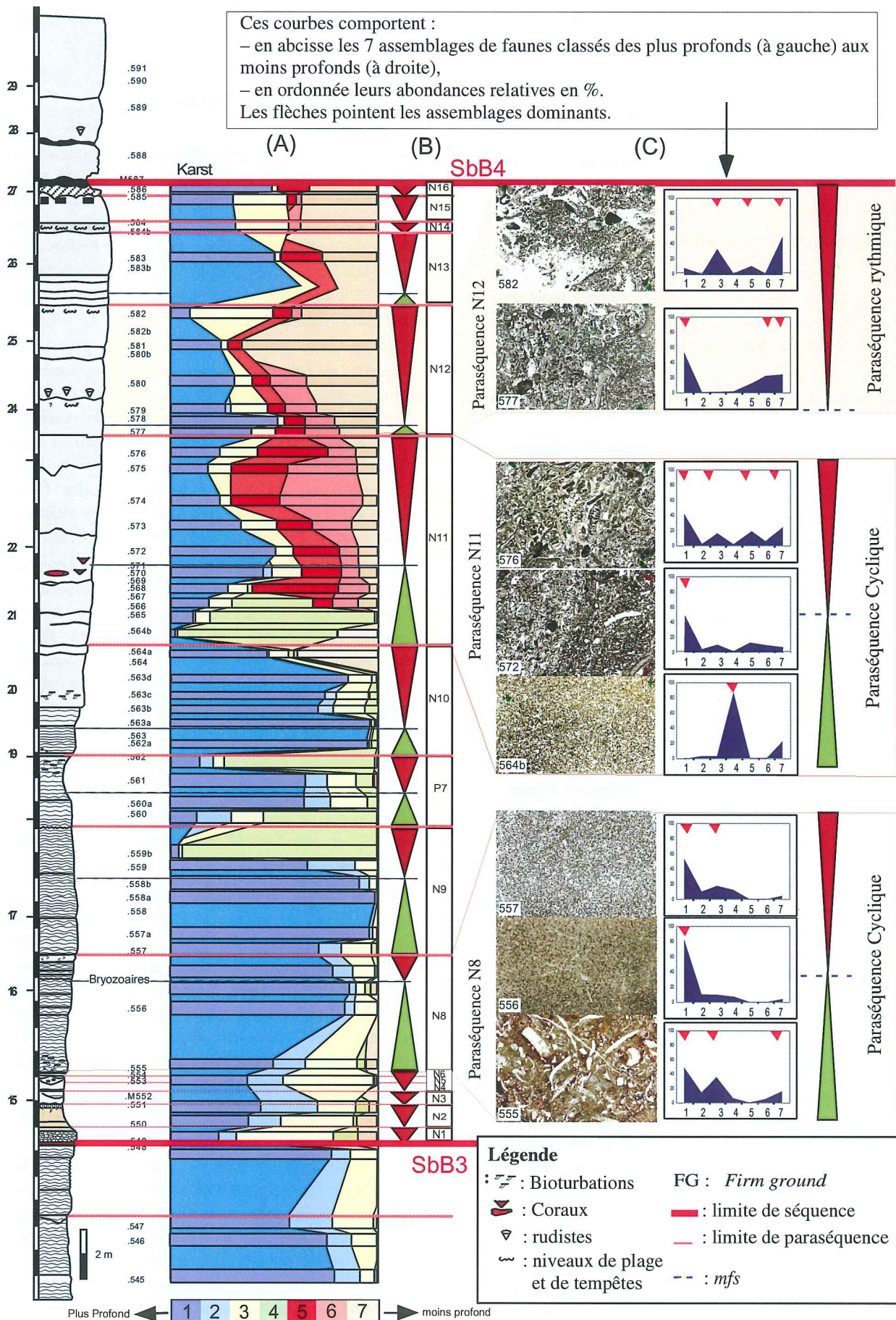


FIG. 28.- Organisation des faciès au sein des paraséquences de la séquence de dépôt BA3 de la coupe des Gorges du Nan.

riche en fragments d'échinodermes (**F3**). C'est le faciès le plus fin et le plus riche en échinodermes et en foraminifères circolittoraux de toute la séquence. Il correspond à la *mfs* de la séquence BA3. La base de cet ensemble calcaire (environ 3 m d'épaisseur) est très bioturbée. L'intensité de la bioturbation diminue progressivement de la base de cet ensemble jusqu'aux environs de la *mfs*.

4.4. Le prisme de haut niveau

Au-dessus de la *mfs*, le faciès est très semblable à celui du niveau sous-jacent. La *mfs* n'est pas marquée par une limite de banc ou une limite faciologique nette.

La partie inférieure de ce prisme (early HST) est formée de :

- Un ensemble, épais d'environ 5 m, de calcaires fins riches en fragments d'échinodermes et en petits foraminifères circolittoraux. Il est constitué de bancs épais (échelle plurimétrique) témoignant que l'espace d'accommodation est encore très important.
- Un ensemble, épais d'environ 10 m, formé par une alternance de *grainstones* à petites oolites et nombreux petits éléments roulés (faciès F6c) dominé par l'assemblage 4 et de *grainstones* fins à fragments d'échinodermes et petits foraminifères circolittoraux (faciès F3a) dominé par l'assemblage 1. Les faciès oolitiques ont des positions particulières en sommet et à la base des paraséquences alors que les faciès fins F3a se trouvent au milieu des paraséquences.
- Un ensemble de 7 m d'épaisseur formé de biosparites à éléments grossiers et mal classés. Cet ensemble est riche en coraux, en annélides coloniaux, en éponges calcaires et gros débris de rudistes (faciès F7, F7a et F7b). Les colonies de madréporaires sont en place et certaines sont même en position de vie. Le diagramme d'évolution des pourcentages de faune (fig. 27) montre que cette partie est dominée par les assemblages caractéristiques des environnements récifaux 5 et 6.

La partie supérieure de ce prisme (late HST), épaisse d'environ 10 m, est formée de *grainstones* dans lesquels les rudistes deviennent très abondants et les faciès plus confinés : on trouve une succession de faciès allant de F8 à F11. Il s'agit de faciès de plate-forme interne peu profonds. Cet ensemble se termine au niveau de la limite de séquence SbB4.

Dans cette partie, les bancs deviennent de moins en moins épais vers le haut et leurs sommets sont caractérisés par des faciès *grainstones* très grossiers à *keystone vugs* (faciès F11a) ou de *grainstones* grossiers riches en débris variés de coquilles brisées (faciès F12) témoignant d'un fort hydrodynamisme. Ces faciès sont caractéristiques des zones de plage et des dépôts de tempête. La présence de *keystone vugs* au sommet des

bancs témoigne d'une émergence temporaire (partie émergée des plages).

4.5. La limite de séquence SbB4

Cette limite est marquée par le développement de cavités karstiques très bien visibles en bord de route. Ces cavités karstiques, partiellement colmatées, montrent un double remplissage d'argile rouge azoïque et de sables blanc jaunâtre riche en bryozoaires épigénisés en quartz. Ces bryozoaires ont été datés par Voigt [1985] du Crétacé supérieur, plus particulièrement du Turonien-Sénonien.

L'observation minutieuse des environs proches de ces karsts, montre, juste en-dessous du premier, la présence de cavités épikarstiques de quelques millimètres, voire quelques centimètres, de diamètre. Ces épikarsts, témoins de l'émergence au sommet de la séquence BA3, sont très nombreux au-dessus d'une limite ravinante qui marque le passage des faciès calcaires blancs, confinés, relativement fins et riches en rudistes à des faciès dolomitiques de couleur brunâtre.

Les cavités épikarstiques sont associées à l'émergence du sommet de la séquence de dépôt BA3. Certaines de ces cavités épikarstiques se seraient élargies lors de l'émergence turonienne et colmatées lors de la transgression du Crétacé supérieur [Arnaud-Vanneau, 1985] pour donner les cavités karstiques actuelles très remarquables à l'affleurement (fig. 26 f).

4.6. Comptage de faune et analyse séquentielle

Les limites de paraséquences ont été identifiées sur le terrain et par l'étude microscopique des lames minces.

Le diagramme d'évolution des pourcentages de faune (fig. 27 b) est un bon moyen d'identification des limites de paraséquence. Ces limites sont marquées par des pics d'abondance des assemblages caractéristiques des milieux peu profonds. Les phases d'approfondissement relatif au sein des paraséquences (*mfs* relatives) sont marquées par des pics d'abondances des assemblages caractéristiques des environnements les plus profonds à l'échelle de la paraséquence.

Les paraséquences identifiées sont de deux types (fig. 28) :

- des paraséquences dans lesquelles l'approfondissement se fait progressivement à partir de la limite basale jusqu'au maximum d'approfondissement qui se fait en milieu de paraséquence. Le niveau marin relatif baisse ensuite progressivement jusqu'à la prochaine limite de paraséquence. Il s'agit de "**paraséquences cycliques**".
- des paraséquences où l'approfondissement se fait de manière très rapide. Le maximum d'approfondissement est alors confondu avec la limite basale de

paraséquence. L'espace disponible est ensuite comblé totalement ou partiellement jusqu'à la prochaine pulsion du niveau marin qui marque le début d'une nouvelle paraséquence. Dans ce cas on parle de " **paraséquences rythmiques** ".

Le diagramme d'évolution des pourcentages des 7 assemblages de faunes (fig. 27 b) montre que les faciès situés juste en dessous de la limite de séquence SbB3 sont dominés par les assemblages 1, 2, et 3 caractéristiques des environnements marins ouverts de l'étage circalittoral.

La séquence de dépôt BA3 est composée de 16 paraséquences d'épaisseurs inégales. Ces paraséquences ont été numérotées de N1 à N16 (N : Nan) en partant de la limite de séquence SbB3.

4.6.1. L'intervalle transgressif (TST)

Epais d'environ 7m seulement, cet intervalle est formé par (fig. 27 b) :

- Six paraséquences rythmiques très peu épaisses à limites érosives situées juste au-dessus de la limite de séquence SbB3. Les faciès constituant ces paraséquences sont caractérisées par un mélange entre les assemblages profonds (1, 2, 3), les assemblages de bordure de plate-forme (4) et de plate-forme interne (7). Ce mélange important prouve qu'il s'agit de faciès à éléments remaniés.
- La partie transgressive de la paraséquence N7 : cette paraséquence est cyclique et formée par des faciès dominée par les assemblages circalittoraux (1, 2 et 3) caractéristiques des environnements marins ouverts.

4.6.2. Le maximum d'approfondissement (mfs)

Bien que difficile à identifier sur le terrain, l'observation microscopique des lames minces et le comptage de faune montrent que la mfs de la séquence de dépôt BA 3 marque une inversion des tendances des milieux de dépôt : depuis la limite de séquence de dépôt SbB3 on note une tendance à l'approfondissement (*deepening upward*) en passant des faciès grossiers et très remaniés, juste au-dessus de cette limite, aux faciès fins bioturbés à échinodermes, bryozoaires et petits foraminifères circalittoraux quelques mètres plus haut. La tendance s'inverse (*shallowing upward*) ensuite vers le haut avec l'apparition des faciès oolitiques, puis les faciès à coraux et à rudistes, puis les faciès de plage jusqu'à l'émersion au niveau de la limite de séquence SbB4. L'augmentation de l'espace d'accommodation est attestée par l'épaississement important de la paraséquence contenant la mfs après la succession des paraséquences peu épaisses qui forment la partie inférieure de l'intervalle transgressif.

4.6.3. Le prisme de haut niveau (HST)

La partie inférieure (*early HST*) est formée par la partie régressive de la paraséquence N7 et les paraséquences N8, N9, N10 et N11. Ces paraséquences sont épaisses et cycliques. L'épaisseur importante de ces paraséquences et la faible variation des paléoenvironnements de dépôt témoignent d'un espace d'accommodation relativement important. Les sédiments n'arrivent pas à combler entièrement l'espace disponible. Il s'agit, donc, d'une aggradation. L'espace d'accommodation diminue progressivement vers le sommet de cet ensemble comme en témoigne l'apparition de faciès à coraux et rudistes au niveau de la paraséquence N11. Les premières paraséquences à la base de cet intervalle sont formées par des calcaires fins (pel-biosparite) à la base évoluant vers le sommet de ces paraséquences à des calcaires plus grossiers (bio-pelsparite, bio-oosparite et oo-biosparite) ce qui témoigne d'un hydrodynamisme plus important en sommet de paraséquence.

La partie supérieure de ce prisme (*late HST*) est formée par des faciès relativement plus riches en rudistes que dans la partie sous-jacente. Cet ensemble est composé de 4 paraséquences rythmiques de moins en moins épaisses. Les sommets de paraséquences sont caractérisés par des faciès très riches en éléments remaniés. Il d'agit de faciès de plage et de tempêtes témoignant d'un milieu de dépôt peu profond, principalement dans la zone de plage et dans le domaine marginolittoral. La dernière paraséquence au sommet de la séquence BA3 est caractérisée par un faciès *grainstone* à *keystone vugs*. L'émersion au sommet de cet ensemble est marquée par les épikarsts qui soulignent la limite de séquence de dépôt SbB4.

4.7. Isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Quarante échantillons de la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Nan ont été analysés au laboratoire des isotopes stables de l'Ecole Normale Supérieure (ENS) de Lyon. Les résultats de ces analyses sont reportés dans l'**annexe 12**.

D'une manière générale, les deux courbes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 29) évoluent vers des valeurs de plus en plus négatives depuis la base vers le sommet de la séquence BA3. Cette évolution semble correspondre à la variation verticale des environnements de dépôt de cette séquence depuis les faciès marins ouverts dominés par les assemblages circalittoraux (1, 2 et 3) dans la partie inférieure de cette séquence vers les faciès de lagon puis émergifs au sommet. Ces deux courbes expriment, donc, une influence marine à la base de la séquence et une influence météorique de plus en plus exprimée vers le sommet jusqu'à l'émersion.

La limite de séquence de dépôt BA3 n'est pas marquée, comme on l'attendait, par un pic négatif de

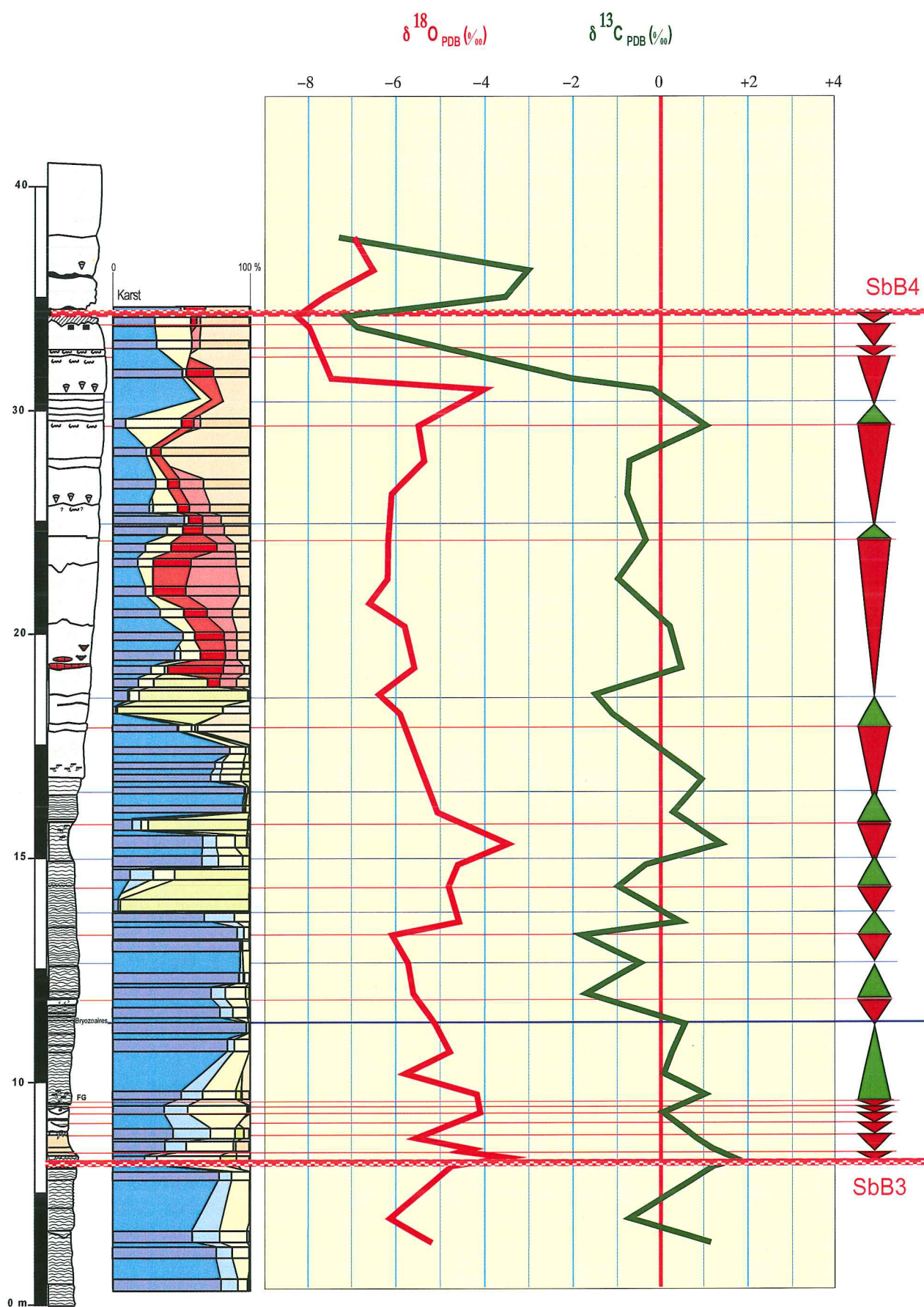


FIG. 29.- Isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la séquence de dépôt BA3 de la coupe des Gorges du Nan.

$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, mais par contre par un pic positif. Cette limite est très érosive et les indices d'émersion sont très peu préservés. D'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1989], la limite de séquence SbB3 correspond à la limite érosive la plus importante de tout l'intervalle Crétacé inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux. Les indices d'émersion auraient pu exister, mais auraient été érodés au cours de l'émersion prolongée ce qui expliquerait l'absence d'indice d'influence météorique au niveau des courbes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

La limite de séquence SbB4 est, quant à elle, bien marquée par un pic négatif très important $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ témoignant d'une influence très importante des eaux météoriques pendant la phase d'émersion.

L'influence des eaux météoriques se fait, aussi, sentir au niveau de certaines limites de paraséquences soulignées par des pics négatifs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ mais beaucoup moins marqués qu'au niveau de la limite de séquence SbB4. Par contre, l'influence marine s'exprime au niveau des phases d'approfondissements (*mfs* de la séquence BA3 et *mfs* relatives des paraséquences) par des pics positifs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

5.- COUPE DES GORGES DU FROU

La coupe des Gorges du Frou est située dans le massif de la Chartreuse, au nord de Grenoble (fig. 26). Cette coupe se trouve sur la route D520 allant des Echelles à St. Pierre-d'Entremont. Elle a été levée et échantillonnée par Arnaud-Vanneau en 1980. Depuis, une bonne partie de cette coupe a été bétonnée lors de travaux d'élargissement de la route.

Dans le cadre de ce travail nous avons repris des échantillons intermédiaires pour mieux étudier les variations verticales des faciès et des environnements de dépôt et nous avons réalisé une étude faciologique fine, le comptage de la faune et de la flore sur l'ensemble des échantillons ainsi qu'un découpage séquentiel détaillé de la séquence BA3. Au total près de 50 échantillons ont été étudiés dans cette coupe.

5.1. Étude faciologique (fig. 30 a)

La séquence BA3 dans la coupe des Gorges du Frou est épaisse d'environ 68 m. Elle est exclusivement formée de calcaires durs bioclastiques dominés par les faciès *grainstones* à oolites.

La base de la coupe, en dessous de la limite de séquence SbB3, est formée par des faciès *grainstones* (pelbiosparites) fins très riches en pelloïdes et en débris d'échinodermes (F3).

Au-dessus de la limite de séquence SbB3, on note la présence, successivement, des niveaux suivants :

- Un ensemble d'environ 2 m d'épaisseur formé de nombreux petits bancs décimétriques composés de

calcaires *grainstones* relativement grossiers et se terminant, chacun, par une limite ravinante,

- un ensemble, épais d'environ 3 m (entre les échantillons H715 et H719), formé de calcaires fins riches en pelloïdes et en fragments d'échinodermes (faciès de la famille F6),

- un ensemble, épais d'environ 33 m (entre les échantillons H720 et H742), formé de calcaire oolitique dominé par les *grainstones* de la famille de faciès F6,

- un ensemble épais d'environ 17 m (entre les échantillons H 743 et H754) formé par une alternance de faciès fins à échinodermes (famille F3b) et de faciès à fragments de coraux et de rudistes (familles F7 et F8),

- un ensemble calcaire, épais d'environ 11 m (entre les échantillons H755 et H764), formé par des faciès *grainstones* riches en Miliolidés (faciès F9) évoluant au sommet vers des *grainstones* oolitiques très remaniés à cortex dissous,

Au-dessus de la limite de séquence SbB4, on note la présence de faciès *grainstones* riches en miliolidés et oncolites (F10).

Nous remarquons que la plus grande partie de cette séquence BA3 des Gorges du Frou est dominée par les faciès oolitiques de la famille F6.

5.2. Comptage de faune et découpage en paraséquences

Au total 15 paraséquences d'épaisseurs inégales ont été identifiées dans la séquence BA3 dans cette coupe des Gorges du Frou. Ces paraséquences ont été numérotées de 1 à 15 à partir de la limite de séquence de dépôt SbB3.

5.2.1. Limite de séquence de dépôt SbB3

Il s'agit d'une limite érosive accompagnée de géométries en *toplap*. Sur le terrain, cette limite n'est pas marquée par un changement net de faciès. L'observation des lames minces montre, cependant, qu'elle correspond à l'apparition de faciès granulaires à petites oolites, fragments d'échinodermes et lithoclastes (F12) au-dessus des faciès fins riches en fragments d'échinodermes et en petits foraminifères circalittoraux (faciès F3).

5.2.2. Intervalle transgressif

La figure 30 b montre le diagramme d'évolution des pourcentages de faunes de la séquence BA3 dans la coupe des Gorges du Frou et le découpage séquentiel de cette séquence. D'après cette figure on note que, juste au-dessus de la limite SbB3, 5 paraséquences peu épaisses à limites ravinantes ont été identifiées. Ces paraséquences sont formées par un calcaire relativement plus grossier que les faciès sous-jacents et riches en

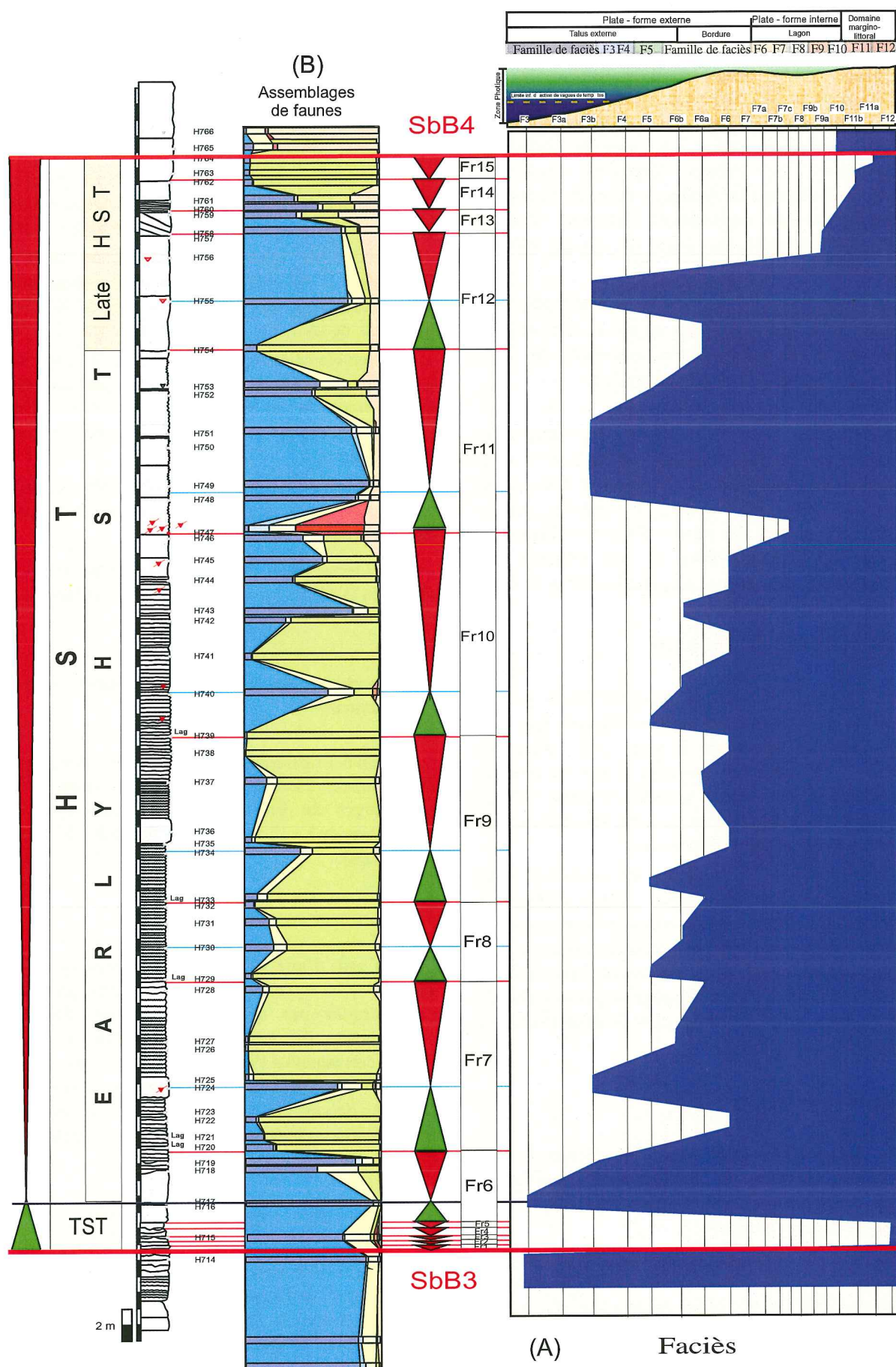


FIG. 30.- Évolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe des Gorges du Frou.

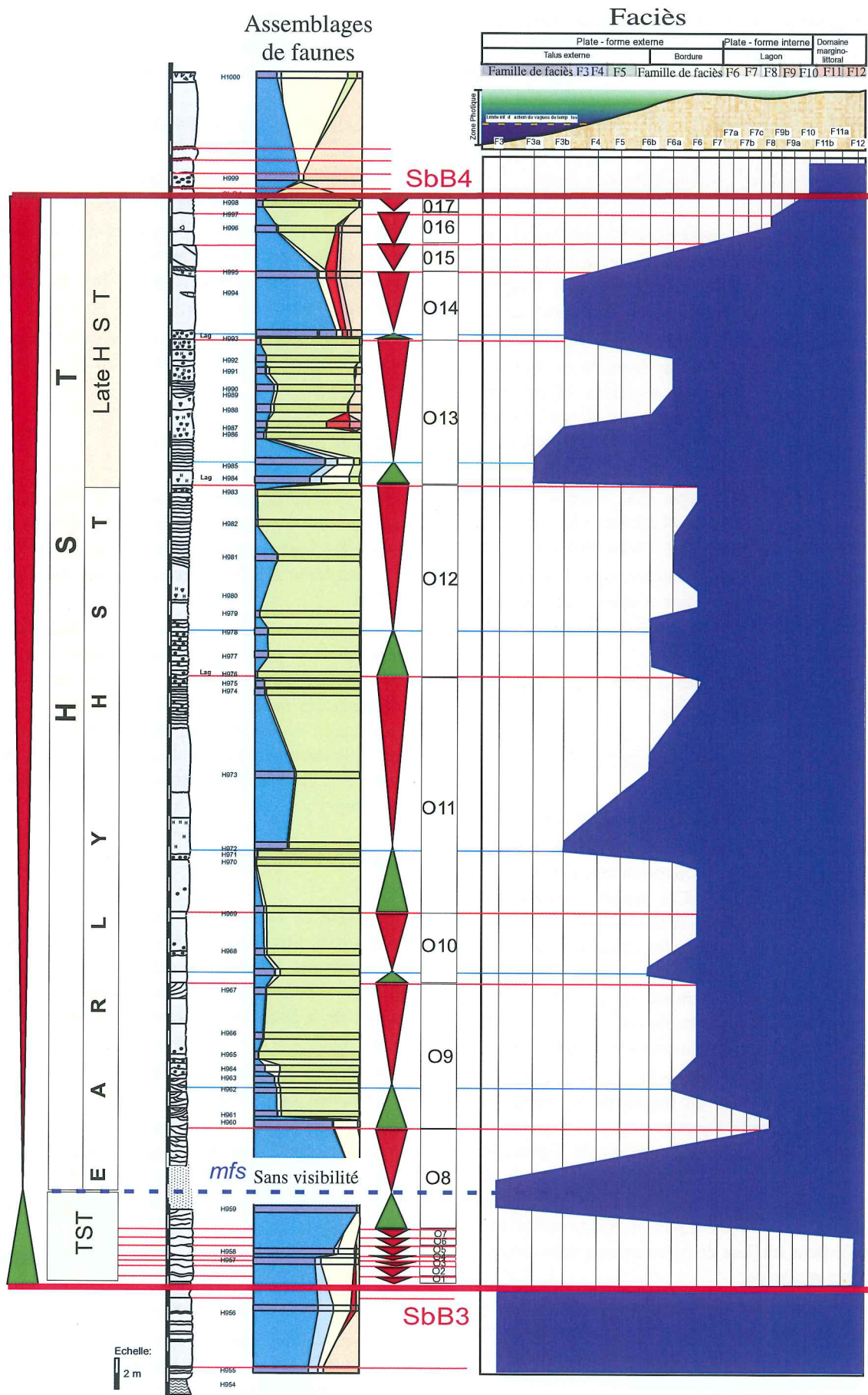


FIG. 31.- Évolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe du Pic de l'Ouillette.

petits fragments roulés (faciès F6a). Cet ensemble de paraséquences rappelle la partie inférieure de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 de la coupe des Gorges du Nan. Cette partie est caractérisée par la dominance de l'assemblage 1 à échinodermes.

5.2.3. Le maximum d'approfondissement (mfs)

Elle correspond au maximum d'approfondissement de la paraséquence Fr6 caractérisée par un faciès calcaire *packstone* très fin riche en pelloïdes, en fragments d'échinodermes et en petit foraminifères circlittoraux.

La paraséquence Fr6 est limitée au sommet par une surface ravinante au-dessus de laquelle on trouve un faciès oolitique à éléments remaniés et nombreux lithoclastes. Ces faciès, très riches en éléments remaniés, sont appelés " faciès lag " ou simplement " lag."

À l'image de la coupe des Gorges du Nan, l'intervalle transgressif de la séquence BA3 aux Gorges du Frou est peu épais (environ 3 m) et formé par :

- Un ensemble de 5 paraséquences (Fr1 à Fr5) peu épaisses (quelques décimètres d'épaisseurs), à limites ravinantes, situées juste au-dessus de la limite de séquence SbB3 ;
- La partie transgressive de la première paraséquence épaisse Fr6 sus-jacente.

5.2.4. Le prisme de haut niveau (HST)

Ce prisme peut être subdivisé en deux parties :

- **Une partie inférieure (early HST)** formée par la partie régressive de la paraséquence Fr6 et les paraséquences Fr7 à Fr11. Ces paraséquences sont très épaisses et dominées par les faciès oolitiques. Il s'agit de paraséquences cycliques limitées à la base et au sommet par des faciès à éléments remaniés (noté *lag*). L'approfondissement, en milieu de paraséquence, est marqué par l'apparition de faciès oolitiques relativement plus fins et enrichis en fragments d'échinodermes.

La base de la paraséquence Fr11 est caractérisée par un faciès *lag* très riche en fragments de coraux. Ces derniers sont présents à partir de la paraséquence Fr7. Dans cette coupe on ne trouve pas de biohermes à coraux comme dans le cas de la séquence BA3 du Nan. Les coraux sont présents mais sous forme de fragments dispersés avec des niveaux plus au moins riches situés, principalement, en base de paraséquence dans des faciès à éléments remaniés.

Cet ensemble de paraséquences épaisses (Fr7 à Fr11) est semblable du point de vue organisation séquentielle à la partie inférieure du prisme de haut niveau de la séquence BA3 des Gorges du Nan.

- **Une partie supérieure (late HST)** : à partir de la paraséquence Fr12, les paraséquences deviennent de moins en moins épaisses. Les trois dernières (Fr13, Fr14

et Fr15) sont rythmiques et épaisses d'environ 1,5 m chacune. Ces paraséquences sont formées par des faciès *grainstones* oolitiques riches en Miliolidés.

5.2.5. La limite de séquence SbB4

Cette limite n'est pas marquée par un karst comme dans la coupe du Nan. Elle est soulignée par l'apparition de faciès très confinés de lagon riches en Miliolidés, en fragments de rudistes et en oncolites. Elle correspond à une limite ravinante moins bien visible que la limite SbB3 en affleurement.

L'émersion est attestée par la dissolution des cortex des oolites dans les faciès situés juste en dessous de cette limite.

6. COUPE DU PIC DE L'OUILLETTE

Cette coupe est située le long de la route allant de Saint-Laurent-du-Pont à Saint-Pierre-de-Chartreuse (massif de Chartreuse) au niveau des Gorges du Guiers. Elle a été levée et échantillonnée par Arnaud-Vanneau en 1980.

Pour ce travail, nous avons repris des échantillons intermédiaires pour mieux caractériser l'évolution verticale des faciès et pour pouvoir identifier les évolutions des faciès au sein des paraséquences. Nous avons, aussi, réalisé le comptage de la faune et de la flore et le découpage séquentiel fin de la séquence de dépôt BA3. Près de 60 échantillons ont été étudiés dans cette coupe.

6.1. Étude faciologique (fig. 31 a)

La base de la coupe est formée par des calcaires bioclastiques fins *grainstones* à *packstones* à annélides et à nombreux fragments d'échinodermes. Ces faciès ressemblent beaucoup aux faciès hauteriviens situés en-dessous de la limite de séquence SbB3 des coupes du Gorges du Nan et des Gorges du Frou.

Au-dessus de ces faciès fins à échinodermes de l'Hauterivien, on trouve :

- Un ensemble, d'environ 10 m d'épaisseur (entre les échantillons H957 et H960), formé de *grainstones* fins à nombreux péloïdes et fragments d'échinodermes (faciès F3). Une partie de cet ensemble est masquée par le couvert végétal (entre H959 et H960).
- Un ensemble, épais d'environ 40 m (entre les échantillons H961 et H983), constitué principalement de *grainstones* à oolites (faciès F6),
- Un ensemble, épais d'environ 20 m (entre les échantillons H984 et H998), formé d'une alternance de calcaires *grainstones* oolitiques à fragments de coraux remaniés, rudistes et nombreux miliolidés (famille F6) et de *grainstones* plus fins à nombreux fragments d'échinodermes (famille F3).

– Les faciès sus-jacents sont formés de *grainstones* grossiers à oncolites et gros Miliolidés montrant des indices de confinement.

L'organisation générale des faciès de la séquence BA3 dans cette coupe du Pic de l'Oeillette ressemble beaucoup à celle de la coupe des Gorges du Frou et montre aussi la dominance des faciès oolitiques de la famille F7.

6.2. Comptage de faune et analyse séquentielle

Au total, 17 paraséquences d'épaisseurs inégales ont été identifiées dans la séquence BA3 de la coupe du Pic de l'Oeillette. Ces paraséquences sont numérotées de O1 à O17 en partant de la limite de séquence de dépôt Sbb3.

6.2.1. La limite de séquence Sbb3

Aucun indice d'émersion ou d'érosion subaérienne ne permet de localiser précisément la limite de séquence de dépôt **Sbb3**.

Au-dessus des faciès fins à annélides et échinodermes de l'Hauterivien, on note la présence de 7 paraséquences peu épaisses à limites ravinantes. Cette disposition rappelle celle des premières paraséquences de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 dans les Gorges du Nan et les Gorges du Frou. C'est par comparaison avec ces deux dernières que nous avons placé la limite de séquence Sbb3 au niveau d'une surface ravinante à la base de l'ensemble des paraséquences fines dans la coupe du Pic de l'Oeillette.

6.2.2. L'intervalle transgressif

Il est composé de deux parties :

- Une partie inférieure caractérisée par l'empilement de 7 paraséquences épaisses d'environ 50 cm chacune et limitées par des surfaces ravinantes. Cette partie est formée par des faciès à granulométrie fine à échinodermes (famille de faciès F3) dominés par les assemblages circolittoraux (1, 2 et 3).
- La partie transgressive de la paraséquence O8 qui correspond à la première paraséquence épaisse de la séquence (~ 7m d'épaisseur). Cette paraséquence est en partie cachée sous le couvert végétal. Le seul échantillon prélevé dans cette paraséquence (H959) est formé par un faciès dolomitique riche en fragments d'échinodermes (assemblage 1 dominant).

6.2.3. Le maximum d'approfondissement (*mfs*)

Cette *mfs* n'a pas pu être placée avec précision en raison du couvert végétal qui cache une partie de la coupe. Elle est confondue très probablement avec le maximum d'approfondissement de la paraséquence O8.

Il s'agit de la première paraséquence épaisse de la séquence BA3 caractérisée par un faciès dolomitique très riche en fragments d'échinodermes. Ces derniers représentent le seul élément biologique encore visible dans les échantillons. L'épaississement important de cette paraséquence témoigne d'une nette augmentation de l'espace d'accommodation. Depuis la limite de séquence Sbb3 jusqu'à cette paraséquence, la tendance est à l'approfondissement des milieux de dépôt (*deepening upward*). Au-dessus de cette paraséquence, la tendance s'inverse (*shallowing upward*) avec l'apparition des faciès oolitiques.

6.2.4. Le prisme de haut niveau

La base de la paraséquence O8 est caractérisée par un faciès *grainstone* à oolites et à nombreux débris roulés. C'est à partir de cette paraséquence que les faciès oolitiques deviennent dominants. Ce prisme est épais d'environ 65 m et peut, à l'image des deux autres coupes étudiées précédemment, être subdivisé en deux parties :

Une partie inférieure (*early HST*) subdivisée en 5 paraséquences d'épaisseurs plurimétriques (O9 à O13). Les bases de paraséquences sont caractérisées par des faciès oolitiques grossiers et de *lag* pour certaines (surtout vers le sommet de cet ensemble). Ces paraséquences sont cycliques, de sorte que les phases d'approfondissement en milieux de paraséquences sont caractérisées par des faciès oolitiques relativement plus fins et plus riches en fragments d'échinodermes.

Une partie supérieure (*late HST*) dont les paraséquences deviennent de moins en moins épaisses et sont formées de *grainstones* à petites oolites, fragments d'échinodermes et Miliolidés. Les oolites présentent des cortex dissouts témoins d'une émersion. Les dernières paraséquences (O14 à O17) sont rythmiques et peu épaisses (environ 1m chacune).

6.2.5. La limite de séquence Sbb4

Bien que difficile à identifier sur le terrain, l'observation microscopique des lames minces montre qu'il s'agit d'une limite faciologique nette marquée par l'apparition de faciès confinés très grossiers et mal classés à gros oncolites et gros miliolidés au-dessus des faciès oolitiques fins. L'émersion est attestée par la dissolution des cortex des oolites dans les niveaux sous-jacents.

7.– CORRÉLATION ENTRE LES COUPES DES GORGES DU NAN, DES GORGES DU FROU ET DU PIC DE L'OEILLETTE

Les coupes de la séquence BA3 dans les Gorges du Frou et au Pic de l'Oeillette montrent beaucoup de similitudes tant du point de vue organisation et nature des faciès, que de l'épaisseur : la séquence de dépôt

BA3 est épaisse de 68 m dans les Gorges du Frou et de 70 m au Pic de l'Oeillette. Elle ne fait que 40 m dans les Gorges du Nan.

Les niveaux repères qui ont servi pour la corrélation entre ces trois coupes correspondent aux limites de séquences de dépôt SbB3 et SbB4, aux *mfs* et aux limites entre les deux parties inférieure et supérieure du prisme de haut niveau. A l'intérieur des ensembles (*TST*, *early HST* et *late HST*) les paraséquences sont corrélées entre elles en tenant compte de la nature des faciès qui les constituent, de leur organisation (cycliques ou rythmiques) et de leurs épaisseurs. Cette corrélation est présentée dans la figure 32.

D'après cette corrélation on note que :

- **L'intervalle transgressif** dans les trois coupes est très peu épais (5 m dans les Gorges du Nan, 6 m au Pic de l'Oeillette et 5 m dans les Gorges du Frou) et formé par des paraséquences peu épaisses à limites ravinantes. Ces paraséquences sont formées par des faciès à éléments remaniés témoignant, dans les trois coupes, d'un hydrodynamisme important accompagnant la transgression. Le nombre variable des paraséquences de cette partie entre les trois coupes (6 aux Gorges du Nan, 5 aux Gorges du Frou et 7 au Pic de l'Oeillette) et leurs épaisseurs différentes témoignent que cette phase de remise en eau (transgression) s'est faite sur un fond irrégulier avec des zones hautes et des creux engendrés par l'érosion subaérienne lors de l'émersion à la base de séquence BA3.

- **La *mfs***, dans ces trois coupes, est marquée par des faciès marins ouverts riches en débris d'échinodermes. Elle se trouve, à chaque fois, dans la première paraséquence épaisse de la série à partir de la limite de séquence SbB3. Cet épaississement des paraséquences et l'approfondissement rapide du milieu de dépôt indiquent une augmentation brutale de l'espace d'accommodation.

- **C'est au niveau du prisme de haut niveau** qu'on observe une différence très importante entre la coupe des Gorges du Nan, d'une part, et les coupes du Frou et du Pic de l'Oeillette de l'autre. Les prismes de haut niveau dans les coupes des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillette sont très semblables :

- ils présentent le même nombre de paraséquence avec des épaisseurs très proches,

- ils sont formés par des faciès très semblables à savoir des grainstones à oolites,

- l'organisation des faciès au sein des paraséquences est, aussi, très semblable : les limites de paraséquences sont marquées par des faciès à éléments remaniés (*lag*) et les *mfs* relatives sont caractérisées par des faciès oolitiques relativement plus fins et plus riches en débris d'échinodermes,

- Le prisme de haut niveau dans la coupe des Gorges du Nan est beaucoup moins épais que celui des deux autres coupes. Il montre une organisation semblable à savoir une partie inférieure avec des paraséquences

cycliques et une partie supérieure formée par des paraséquences rythmiques avec une tendance générale à la diminution des épaisseurs des paraséquences vers le sommet de la séquence BA3. Toutefois, il existe un certain nombre de différences, principalement du point de vue faciologique :

- Les oolites dans la coupe du Nan sont peu abondantes et ne forment que quelques niveaux limités situés principalement dans la partie aggradante du prisme de haut niveau (*early HST*). Dans les deux autres coupes les oolites sont abondantes tout au long du prisme de haut niveau,

- Dans la coupe du Nan, les coraux sont en place et forment un véritable bioherme bien développé. Au Pic de l'Oeillette comme dans les Gorges du Frou, les coraux sont seulement présents sous forme de débris dans les faciès de remaniement de la base des paraséquences,

- Les rudistes sont plus abondants dans la coupe du Nan que dans les deux autres coupes.

La limite de séquence de dépôt SbB4 est soulignée dans les Gorges du Nan par un développement karstique important. Les indices d'émersion s'observent moins facilement dans les coupes des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillette où ils correspondent à l'apparition de faciès très confinés à oncolites et gros Miliolidés ; l'émersion est marquée par la dissolution des cortex des oolites dans la coupe du Frou.

8.— LES COUPES DU JURA SUISSE (RÉGION DE NEUCHÂTEL)

Deux coupes du Jura suisse ont été étudiées dans le cadre de ce travail : les coupes de La Lance et de Buttes 1. Ces coupes ont été étudiées par Blanc-Aletru [1995] lors de sa thèse. Le but de notre étude est d'approfondir cette étude par une analyse séquentielle plus détaillée et d'essayer de trouver des marqueurs qui aideront pour la corrélation avec les coupes étudiées dans les massifs subalpins septentrionaux des environs de Grenoble.

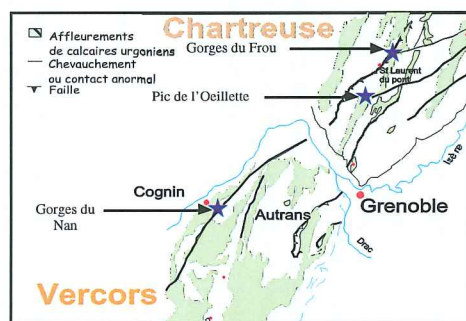
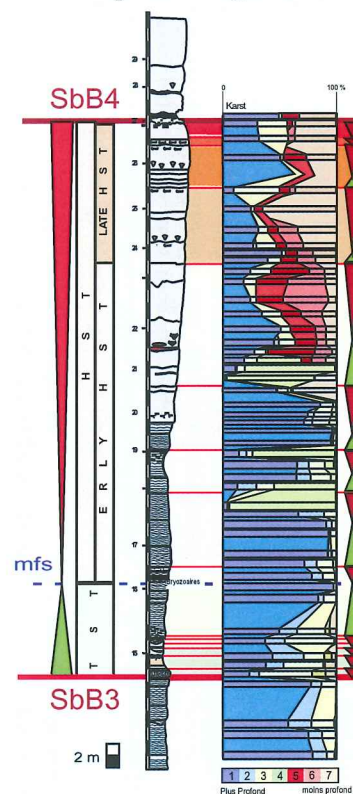
Avant de présenter les résultats de cette étude, nous commencerons par donner un petit aperçu sur la série stratigraphique de l'intervalle Hauterivien-Barrémien dans le Jura Suisse, aux environs de Neuchâtel.

8.1. Description historique des unités lithostratigraphiques de l'intervalle Hauterivien-Barrémien

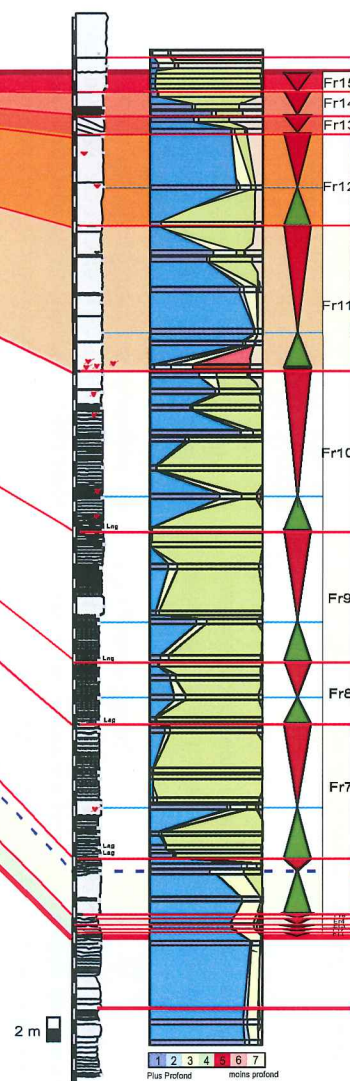
Les noms de formations utilisés dans ce qui suit sont ceux du lexique international [fasc. 7a, 1956]. De la base vers le sommet de l'intervalle Hauterivien-Barrémien on distingue les unités suivantes.

Les Marnes d'Hauterive (ou marnes bleues) qui doivent leur nom à Marcou [1848]. Elle sont facilement reconnaissables à leur couleur bleu-gris et sont très riches en brachiopodes et en ammonites. D'après

Coupe des Gorges du Nan



Coupe des Gorges du Frou



Coupe du Pic de l'Oeillette

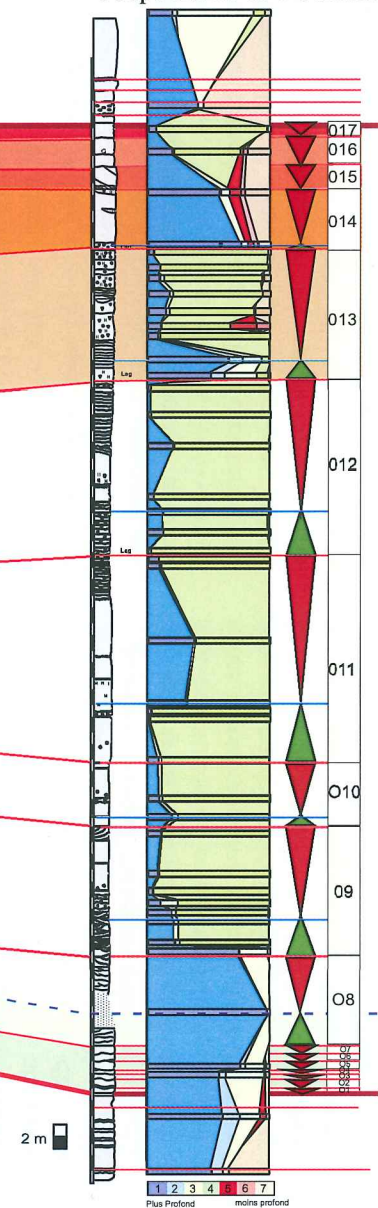


FIG. 32.- Corrélation de la séquence de dépôt BA3 entre les coupes des Gorges du Nan, Pic de l'Oeillette et Gorges du Frou.

Busnardo et Thieuloy [1989], elles sont comprises dans la zone à *Radiatus* de l'Hauterivien inférieur.

La pierre Jaune de Neuchâtel : d'après Marcou [1859] "cette division du Néocomien moyen est formée exclusivement de calcaires bien stratifiés, d'une belle couleur jaune... Les fossiles sont généralement assez rares... C'est aux environs de Neuchâtel que cette formation est bien développée..." Elle a été nommée pour la première fois "Pierre Jaune de Neuchâtel" par Schardt et Dubois en 1903. Cette formation est intercalée par les **Marnes d'Uttings** qui ont livré des *Lyticoceras nodosoplicatum* de la zone à *Nodosoplicatum* de l'Hauterivien inférieur [Busnardo et Thieuloy, 1989]. Ces marnes subdivisent la Pierre Jaune de Neuchâtel en deux parties : une partie inférieure ou "Pierre Jaune Inférieure" et une partie supérieure ou "Pierre Jaune Supérieure." Si la partie inférieure peut être attribuée par encadrement à l'Hauterivien inférieur, aucun élément de datation ne permet, actuellement, de préciser l'âge exact de la partie supérieure.

L'Urgonien Jaune (ou Urgonien inférieur) : il s'agit de calcaires jaune-ocre friables, noduleux et fossilifères intercalés de niveaux oolitiques [Desor et Gressly, 1859]. La différence de compétence les distingue de l'Urgonien blanc sus-jacent, mais le contenu fossilifère n'est pas reconnu comme différent excepté quelques espèces d'échinodermes (*Salenia acupicta* DESOR, *Goniopygus peltatus* AGASSIZ, *Hemicidaris clunifera* AGASSIZ et *Cidaris Lardyi* DESOR) qui n'ont été décrites que dans l'Urgonien Jaune. Une grande difficulté est rencontrée pour séparer l'Urgonien Jaune de la Pierre Jaune à cause de leurs faciès semblables et de l'absence de limite nette entre les deux.

Les marnes de la Russille : ces marnes très peu épaisses sont très riches en fossiles (gastéropodes, bryozoaires, brachiopodes, bivalves, spongiaires et échinides), mais leur l'âge reste sujet à de nombreuses controverses : pour certains [Jacard, 1861 et 1893] elles sont comprises dans l'Urgonien inférieur non terminal ; d'autres [Baumberger, 1898 ; Zweidler, 1985] placent ces marnes dans la partie sommitale de l'Urgonien inférieur. Le plus souvent, ces marnes sont utilisées comme niveau repère reconnu à l'échelle régionale, mais sans faire référence à leur âge.

L'Urgonien Blanc (ou Urgonien supérieur) fut décrit par Desor et Gressly [1859] comme étant : "un calcaire massif... de teinte blanche, deux caractères qui contrastent singulièrement avec l'Urgonien inférieur friable et ocre..." Il est aussi souvent décrit comme "calcaires blanc à rudistes, calcaire à caprotines" ou "Schrattenkalk" dans les alpes helvétiques [Blanc-Alétru, 1995]. L'épaisseur de cette formation varie énormément selon les coupes : elle est de 10 m dans la coupe de Gibraltar près de Neuchâtel [Desor et Gressly, 1859], de 20 dans la coupe de La Lance 2 et de 70 m à Vallorbe dans le Jura Vaudois [Blanc-Alétru, 1995].

Dans le cadre de notre travail nous avons réexaminé les coupes de La Lance et de Buttes 1 levées par

M.C. Blanc-Alétru et nous avons rééchantillonné la coupe de Buttes 1 avec un pas de 50 cm en moyenne.

8.2. Coupe de la Lance 1 (fig. 33)

Cette coupe se trouve le long de la route N5 en face d'un arrêt automobile (parking) aménagé au sommet de la côte le long de la chaussée venant de Concise en direction de Neuchâtel. Elle a été levée par Blanc-Alétru [1995]. Elle est épaisse d'environ 48 m et traverse de bas en haut la Pierre Jaune, l'Urgonien Jaune, les marnes de la Russille et l'Urgonien Blanc.

Cette coupe a été complétée par Blanc-Alétru dans sa partie supérieure, qui n'est plus accessible (coupe de La Lance 2).

Dans son travail sur la région de Grandson, Burshy [1958] a proposé un âge barrémien inférieur pour l'Urgonien Jaune et les Marnes de la Russille et un âge barrémien supérieur pour l'Urgonien Blanc. Plus récemment, Charollais *et al.* [1994] ont attribué un âge Hauterivien supérieur pour l'ensemble de la série de la coupe de La Lance, depuis la Pierre Jaune jusqu'à l'Urgonien Blanc.

Blanc-Alétru [1995] a utilisé la classification des faciès de plate-forme standard d'Arnaud et Arnaud-Vanneau pour décrire les coupes de La Lance 1 et de Buttes 1.

8.2.1. Description de la coupe et analyse faciologique

La partie inférieure de la coupe (Pierre Jaune) est caractérisée par la dominance des faciès *grainstones* bioclastiques à oolites. Les éléments biologiques sont représentés par des fragments de crinoïdes, d'échinides et de bryozoaires et de rares foraminifères benthiques (*Neothrocholina* sp., *Trochamminoides* ? sp. Arnaud-Vanneau). Cette partie est riche en quartz et en glauconite. Plusieurs structures sédimentaires de courants sont observées dans cette partie de la coupe. Il s'agit de stratification obliques, planes et entrecroisées.

La deuxième partie (Urgonien jaune) est caractérisée par des faciès calcaires noduleux fins évoluant au sommet des bancs à des calcaires bioclastiques et oolitiques. Cette deuxième partie est organisée en bancs d'épaisseurs métriques.

Les marnes de la Russille, épaisses d'environ 3 m, sont constituées de calcaires marneux très noduleux riches en madréporaires encroûtés par des bryozoaires dans une matrice micritique à spicules de spongiaires. Les seuls foraminifères benthiques présents sont *Acruliammina*, *Glomospira* et *Meandrosira favrei* jusqu'à la discontinuité E de Blanc-Alétru.

La partie supérieure de la coupe (Urgonien Blanc) est caractérisée par un faciès calcaire bioclastique dense à cassure blanche riche en oolites et en lithoclastes surtout en bases de bancs.

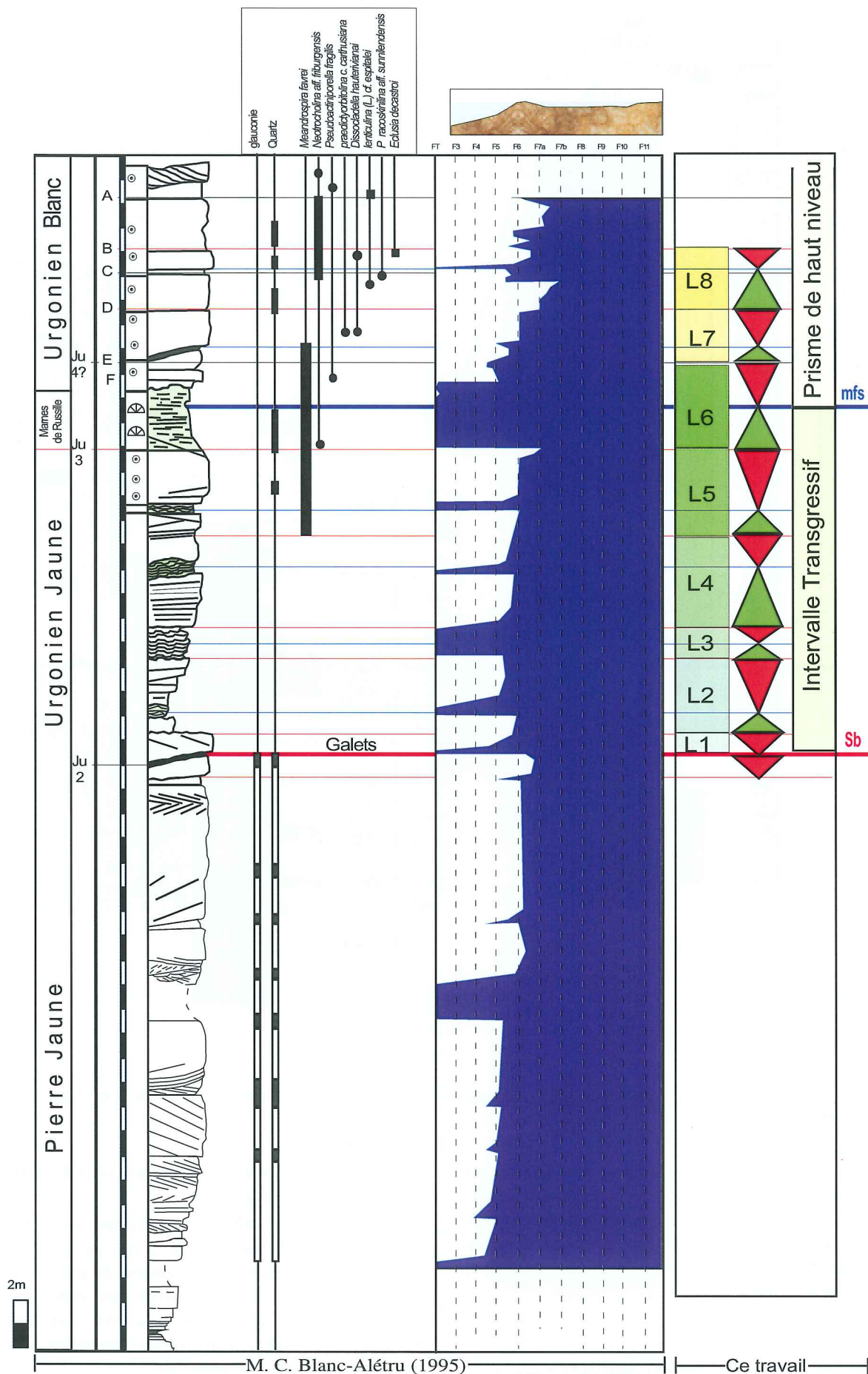


FIG. 33.- Étude faciologique et analyse séquentielle de la coupe de La Lance 1.

limite érosive. Les paraséquences sus-jacentes (L2 à L5) sont plus épaisses, cycliques avec des limites ravinantes et des *mfs* relatives correspondant à des faciès noduleux plus tendres.

Les marnes de la Russille représentent le niveau noduleux le plus épais et correspondent au dépôt le plus profond de la série marquée par des faciès à matrice micritique à spicules de spongiaires. Ils correspondent, donc, à une *mfs* de séquence de dépôt.

Depuis la limite de séquence Ju2, on note une tendance générale à l'approfondissement des milieux de dépôt attestée par l'épaississement des paraséquences et l'abondance progressive des niveaux noduleux. Cette tendance n'est pas interrompue au niveau de la discontinuité Ju3 qui ne montre pas d'indices d'émersion ou d'érosion subaérienne. Cette dernière discontinuité correspond, simplement, à une limite de paraséquence. La partie comprise entre la limite Ju2 et les marnes de la Russille correspond à **l'intervalle transgressif** d'une seule séquence de dépôt.

Très rapidement après la *mfs* (Marnes de la Russille) on note l'apparition de faciès calcaires (Urgonien Blanc) massifs dont la base est formée par la paraséquence L7 peu épaisse limitée par des surfaces ravinantes. La discontinuité Ju4 de Blanc-Alétru correspond à la limite inférieure de cette paraséquence. La paraséquence sus-jacente L8 est formée de *grainstones* grossiers à lithoclastes et oolites.

Cette partie de la coupe appartient au **prisme de haut niveau** de la séquence de dépôt. La limite supérieure de cette séquence de dépôt n'est pas atteinte au niveau de cette coupe.

En conclusion

On peut dire que la partie supérieure de la coupe de La Lance 1 (Urgonien Jaune jusqu'à la partie inférieure de l'Urgonien Blanc) est formée par une seule séquence de dépôt dont :

- La limite inférieure correspond à la discontinuité Ju2 de Blanc-Alétru,
- La *mfs* correspond aux Marnes de la Russille,
- L'intervalle transgressif est épais d'environ 15 m et formé principalement de faciès calcaires noduleux fins à fragments d'échinodermes,
- Le prisme de haut niveau, incomplet et compris dans la partie basale de l'Urgonien Blanc, est dominé par les faciès oolitiques,
- La limite supérieure de séquence de dépôt n'est pas présente dans cette coupe.

Cette limite supérieure de séquence de dépôt se trouve, probablement, dans le complément de la coupe levé par M.C. Blanc-Alétru au niveau de la Lance 2. Dans cette deuxième coupe on note la présence d'un karst à remplissage marneux contenant des faunes de l'Aptien inférieur (Bédoulien), telle que *Palorbitolina lenticularis* (Orbitolinidé), et des fragments d'utricules

(fructifications) d'*Atopochara trivolis triquetra* (détermination P. O. Mojon) [Blanc-Alétru, 1995]. Environ 6 m au-dessus de ce karst (limite B), Blanc-Alétru a identifié une discontinuité (Ju6) marquant un changement net de faciès avec le passage des faciès fins à échinodermes à des faciès de lagon interne très riche en rudistes. Cette discontinuité correspondrait à la limite supérieure de la séquence.

Cette séquence de dépôt rappelle, en plusieurs critères, la séquence BA3 des Gorges du Nan dans le massif du Vercors à savoir :

- Les deux séquences sont représentées uniquement par leurs intervalles transgressifs et leurs prismes de haut niveau,
- La limite de séquence inférieure est très érosive et jalonnée de galets de tailles centimétriques,
- L'intervalle transgressif est dominé par des faciès fins riches en échinodermes,
- La partie inférieure du HST est dominée par les faciès calcaires à oolites,
- La limite supérieure de la séquence, caractérisée par la présence d'un karst, marque le passage vers des faciès de lagon très riches en rudistes qui correspondent à la base de la séquence BA4 sus-jacente.

La discontinuité Ju2 de Blanc-Alétru correspondrait à la limite de séquence SbB3 et la discontinuité Ju6 à la limite de séquence SbB4.

La figure 34 montre la corrélation entre les coupes des Gorges du Nan et les deux parties de la coupe de La Lance (1 et 2). Le niveau repère entre les deux coupes de La Lance 1 et 2 correspond à une dalle structurale très bien marquée en affleurement marquant la fin des faciès oolitiques. D'après cette corrélation on note que :

- La séquence BA3 serait d'épaisseur plus réduite à La Lance (~ 30 m) par rapport aux Gorges du Nan (~ 40 m). Par contre son intervalle transgressif serait plus épais dans la première (environ le double de celui des Gorges du Nan),
- C'est au niveau du prisme de haut niveau que cette différence d'épaisseur s'affirme : le HST dans la coupe des Gorges du Nan est épais d'environ 33 m contre 15 m seulement dans celle de La Lance,
- Les récifs à madréporaires s'installent dans la partie inférieure du prisme de haut niveau au Nan alors qu'à La Lance on les trouve au niveau des Marnes de la Russille correspondant à la *mfs* de la séquence BA3,

Cette interprétation implique que la partie supérieure de l'Urgonien Jaune située au-dessus de la discontinuité Ju2 de Blanc-Alétru appartienne au Barrémien supérieur (séquence BA3), ce qui contraste avec les âges proposés par cette dernière qui place cette partie de l'Urgonien dans l'Hauterivien par la seule présence de *Meandrospira favrei* au sommet de sa séquence Ju2. Toutefois, cette espèce se retrouve dans la partie inférieure de l'Urgonien Blanc mélangée avec une association d'autres espèces d'orbitolinidés tel que

Paracoskinolina aff. *sunnilandensis* et *Praedictyorbitolina carthusiana*. Cette association en plus de la présence d'un exemplaire de *Palorbitolina lenticularis* (détermination par Arnaud-Vanneau) dans l'Urgonien Blanc indique sans ambiguïté un âge barrémien supérieur. Ainsi, la seule présence de *Meandrospira favrei* au sommet de l'Urgonien Jaune n'est pas un argument suffisant pour lui attribuer un âge Hauterivien, d'autant plus que cette espèce a été trouvée depuis dans des niveaux d'âge incontestablement barrémien supérieur [coupe du col de Rousset, Vercors méridional, Arnaud *et al.*, 1998].

8.3. Coupe de Buttes 1

Cette coupe se trouve le long de la route qui relie Buttes 1 à La Côte aux Fées, 500 m après la sortie sud-ouest de Buttes (fig. 19). Elle a été étudiée par Mathys [1980], Zweidler [1985] puis par Blanc-Alétru [1995].

Cette coupe traverse successivement les formations de la Pierre Jaune, des Marnes de la Russille et de l'Urgonien Blanc.

8.3.1. Description de la coupe et analyse faciologique

Cette coupe, épaisse d'environ 50 m au total (fig. 35), peut être subdivisée en trois grands ensembles lithologiques différents.

– **Un premier ensemble** (base de la coupe jusqu'à H) Pierre Jaune – Urgonien Jaune, caractérisé par la dominance des faciès oolitiques. Cet ensemble est composé de quatre parties :

- De la base de la coupe à N : faciès oolitique à nombreux lithoclastes,
- De N à L : bio-oosparite à nombreux lithoclastes riche en oxydes de fer et en quartz. C'est un faciès très remanié où les foraminifères sont peu abondants mis à part des *Lenticulina* transportées.
- De L à K : faciès riche en fragment d'échinodermes et en bryozoaires où les oolites deviennent de moins en moins abondantes et disparaissent complètement vers le sommet. Au-dessus de L on note la présence de galets perforés,
- De K à H : il s'agit de *grainstones* à oolites (oosparsites).

– **Un deuxième ensemble** (H à E) formé de calcaires noduleux, marneux à madréporaires. Cet ensemble correspond aux Marnes de la Russille.

– **Un troisième ensemble** (de E jusqu'au sommet de la coupe) de calcaire fin très riche en péloïdes et en débris micritisés. Cette partie est riche en orbitolinidés difficilement identifiables (*Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paracoskinolina reicheli* et *Valserina* sp.). Cet ensemble appartient à la base de l'Urgonien Blanc.

D'après Blanc-Alétru [1995] " Les exemplaires de *P. claveli-carthusiana* (séparation spécifique difficile)

présents depuis Ju3 ne permettent pas d'attribuer avec certitude un âge à la séquence Ju3. Par contre, la présence de *Paracoskinolina reicheli* (ici associée à *Praedictyorbitolina carthusiana*) dans la séquence Ju5 indiquerait un âge Barrémien supérieur... "

Si l'âge barrémien supérieur de la partie supérieure de la séquence (à partir de Ju5) correspondant à la partie inférieure de l'Urgonien Blanc est de nouveau prouvé par cette association d'orbitolinidés, l'absence de faune en place dans la partie inférieure de la coupe fait que l'âge de cette partie reste indéterminé.

8.3.2. Analyse séquentielle

Blanc-Alétru a identifié dans cette coupe quatre discontinuités majeures (Ju2, Ju3, Ju5 et Ju6) (fig. 35) qui correspondraient à des limites de séquences de dépôt.

La discontinuité Ju2 de Blanc-Alétru correspond à une limite érosive avec des géométries en *toplap*. Elle est surmontée par un faciès à éléments remaniés et correspond, donc, à une limite de séquence de dépôt.

Les Marnes de la Russille correspondent au maximum d'approfondissement (*mfs*) de la séquence. L'intervalle entre Ju2 et F (marnes de la Russille) est subdivisé en 6 paraséquences (B3 à B8) d'épaisseurs inégales. Les limites de paraséquences sont marquées par des surfaces d'érosion et les *mfs* relatives par des faciès fins à échinodermes et bryozoaires. La limite L située à environ 2 m au-dessus de la limite de séquence Ju2 est jalonnée de galets perforés. Elle correspond à une limite érosive qui marque le sommet de la première paraséquence de l'intervalle transgressif.

La discontinuité Ju3 de Blanc-Alétru qui marque le passage entre l'Urgonien Jaune et les Marnes de la Russille correspond, simplement, à une limite de paraséquence. Elle ne montre pas d'indice d'émersion ou d'érosion subaérienne ni un changement important de tendance des milieux de dépôt.

Au-dessus des Marnes de la Russille (*mfs*), la partie inférieure de l'Urgonien Blanc est subdivisée en 5 paraséquences (B9 à B13) qui forment la partie inférieure du prisme de haut niveau. La limite de séquence supérieure n'est pas présente dans cette coupe.

L'organisation faciologique et séquentielle de cette coupe ressemble à celle de La Lance par plusieurs points :

– La discontinuité Ju2 correspond dans les deux coupes à une limite de séquence érosive surmontée par des faciès à éléments remaniés,

– Les Marnes de La Russille correspondent au maximum d'approfondissement (*mfs*). L'intervalle transgressif est dominé par des faciès fins à échinodermes et bryozoaires et montre, dans sa partie supérieure (en dessous des Marnes de la Russille), des niveaux riches en oolites,

– La partie inférieure de l'Urgonien Blanc appartenant au prisme de haut niveau de la séquence est marquée par

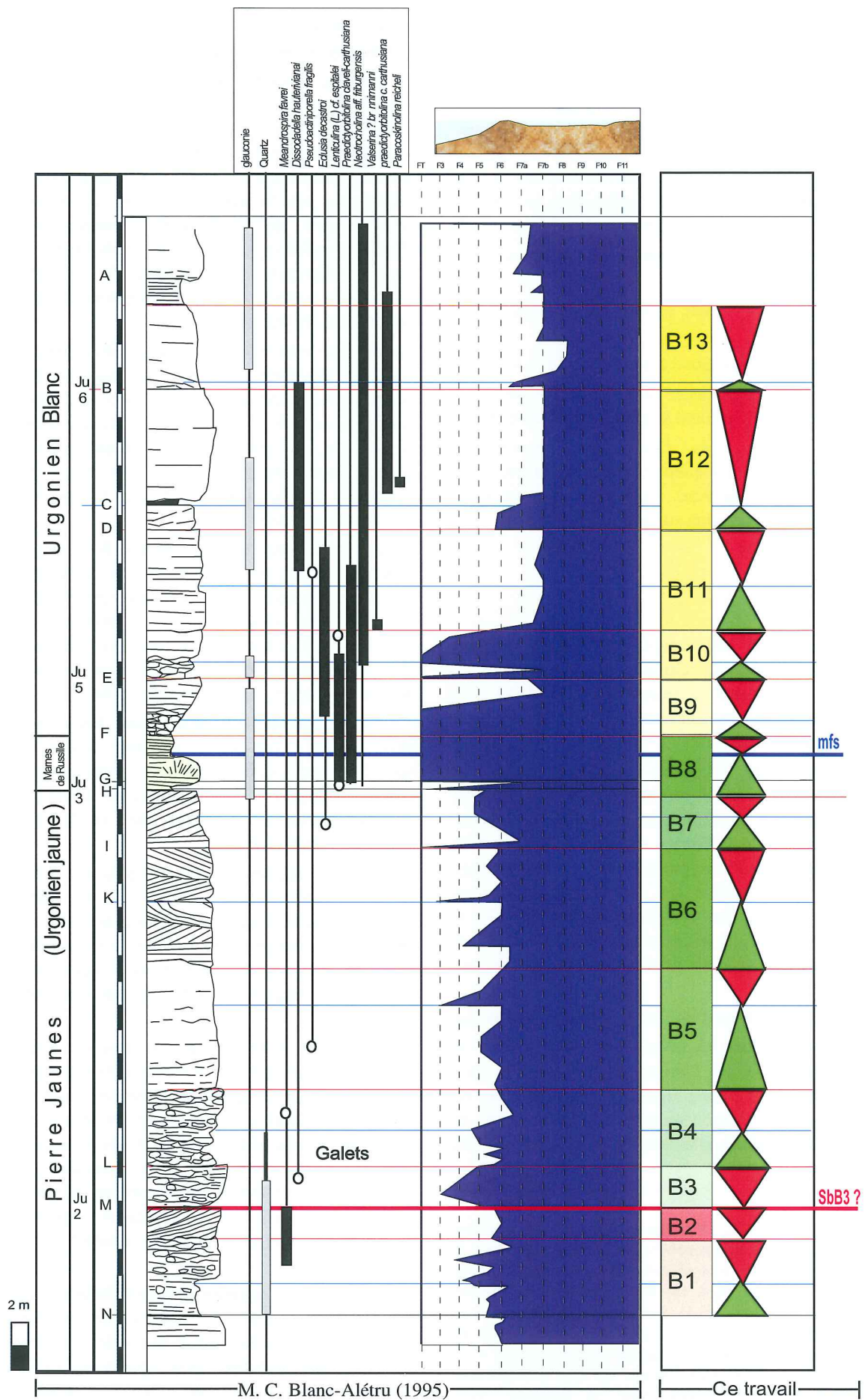


FIG. 35.- Étude faciologique et analyse séquentielle de la coupe de Buttes 1 (Jura suisse).

la richesse en orbitolinidés caractéristiques du Barrémien supérieur.

En résumé on peut dire que si la partie supérieure des coupes étudiées correspondant à la partie inférieure de l'Urgonien jaune contient des faunes caractéristiques du Barrémien supérieur, un grand doute subsiste quant à la datation de la partie inférieure de ces coupes (en dessous des marnes de la Russille) dont le contenu fossilifère ne permet pas l'attribution d'un âge précis. *

Nous avons identifié une séquence de dépôt caractérisée par les éléments suivants :

- Une limite inférieure érosive qui correspond à la discontinuité Ju2,
- La *mfs* qui correspond aux Marnes de la Russille,
- La limite supérieure à la discontinuité Ju6 accompagnée d'un karst à remplissage bédoulien.

La succession des faciès et l'organisation séquentielle de cette séquence rappellent la séquence BA3 des Gorges du Nan. Cela nous conduit à lui attribuer un âge barrémien supérieur.*

9.- CONCLUSION

Au niveau des trois coupes des Gorges du Nan (Vercors septentrional), Gorges du Frou et Pic de l'Oeillette (Chartreuse) la séquence de dépôt BA3 est formée uniquement par son intervalle transgressif et son prisme de haut niveau.

La limite de séquence de dépôt Sbb3 est relativement difficile à identifier sur le terrain. Pourtant, elle correspond à une limite émergitive très importante. Elle correspond aux Gorges du Nan à une surface érosive qui tronque des paléofractures à remplissage calcitique. Cette surface est marquée dans les trois coupes par un important remaniement des particules et des galets parfois de tailles centimétriques. Tous ces indices prouvent qu'il s'agit d'une importante surface d'érosion.

L'absence d'indices d'influence des eaux météoriques qui seraient marqués au niveau des courbes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de la coupe des Gorges du Nan par des pics négatifs peut être un autre argument pour témoigner de l'importance de l'érosion au niveau de cette limite de séquence. Ces indices d'émersion, même s'ils avaient

existé, auraient été complètement érodés lors de l'émersion qui accompagne cette limite de séquence.

La base de l'intervalle transgressif de la séquence

BA3 est formée par des paraséquences très peu épaisses, rythmiques et se terminant souvent par des surfaces ravinantes montrant parfois des indices d'émersion. Ces paraséquences correspondent aux premiers dépôts enregistrés sur la plate-forme lors de la phase de transgression du Barrémien supérieur. L'espace d'accommodation étant encore relativement faible, l'espace disponible est à chaque fois complètement comblé par les sédiments, ce qui explique l'émersion au sommet de ces paraséquences.

La *mfs* de la séquence de dépôt BA3 est contenue dans la première paraséquence épaisse de cette séquence. Cette paraséquence épaisse et cyclique dans les trois coupes témoigne d'une augmentation très importante, et peut-être très rapide, de l'espace d'accommodation puisque que l'on passe de paraséquences décimétriques à métriques à la paraséquence plurimétrique contenant la *mfs*.

Les variations très importantes de l'épaisseur de l'intervalle transgressif – et du nombre de paraséquences qui le constituent – entre les trois coupes prouvent que les sédiments constitutifs de cet intervalle s'étaient déposés sur un fond très irrégulier avec des collines et des vallées créés par l'érosion au cours de l'émersion accompagnant la limite de séquence Sbb3.

Le cortège de haut niveau peut être subdivisé en deux parties : une partie inférieure formée par des paraséquences plurimétriques très épaisses et une partie supérieure avec des paraséquences de moins en moins épaisses devenant rythmiques juste en dessous de la limite de séquence Sbb4.

La partie inférieure de ce cortège (*early HST*) s'était déposée lorsque le niveau relatif de la mer était encore très haut. Les paraséquences qui la constituent montrent peu de variations de faciès. Le taux de sédimentation est inférieur au taux de création de l'espace d'accommodation. Il s'agit de la partie aggradante du cortège de haut niveau.

Au fur et à mesure que le niveau marin relatif baissait et que l'espace d'accommodation diminuait, les paraséquences devenaient de moins en moins épaisses. Dans la partie supérieure du cortège de haut niveau (*late HST*), le taux de sédimentation devenant supérieur au taux de création de l'espace d'accommodation, l'espace disponible de certaines paraséquences arrivait à être entièrement comblé ce qui explique l'apparition de faciès de plage et d'émersion au sommet de certaines d'entre elles.

La limite de séquence de dépôt Sbb4 correspond à une surface d'émersion caractérisée au Nan par l'apparition de cavités épikarstiques dont certaines sont élargies postérieurement pour donner les karsts anté-sénoniens, puis actuels bien visibles en affleurement. Les indices d'émersion, plus discrets au Frou et au Pic de l'Oeillette, correspondent à la dissolution des cortex

* NDLR : en juillet 2005, alors que ce mémoire était en cours de mise en page, l'équipe neuchâteloise a découvert, dans la coupe d'Eclepens, non loin de celle de La Lance, un niveau très riche en nannofaune du Barrémien terminal-Aptien basal, juste au-dessus de la discontinuité JU2 de Blanc-Alétru [1995]. Cette découverte [voir également Adatte *et al.*, *Géologie Alpine*, série "Colloques et excursions" n° 7, 2005], confirme les corrélations et les attributions stratigraphiques présentées dans ce mémoire, mais infirment par contre totalement les datations infondées proposées par Clavel *et al.* depuis 1985.

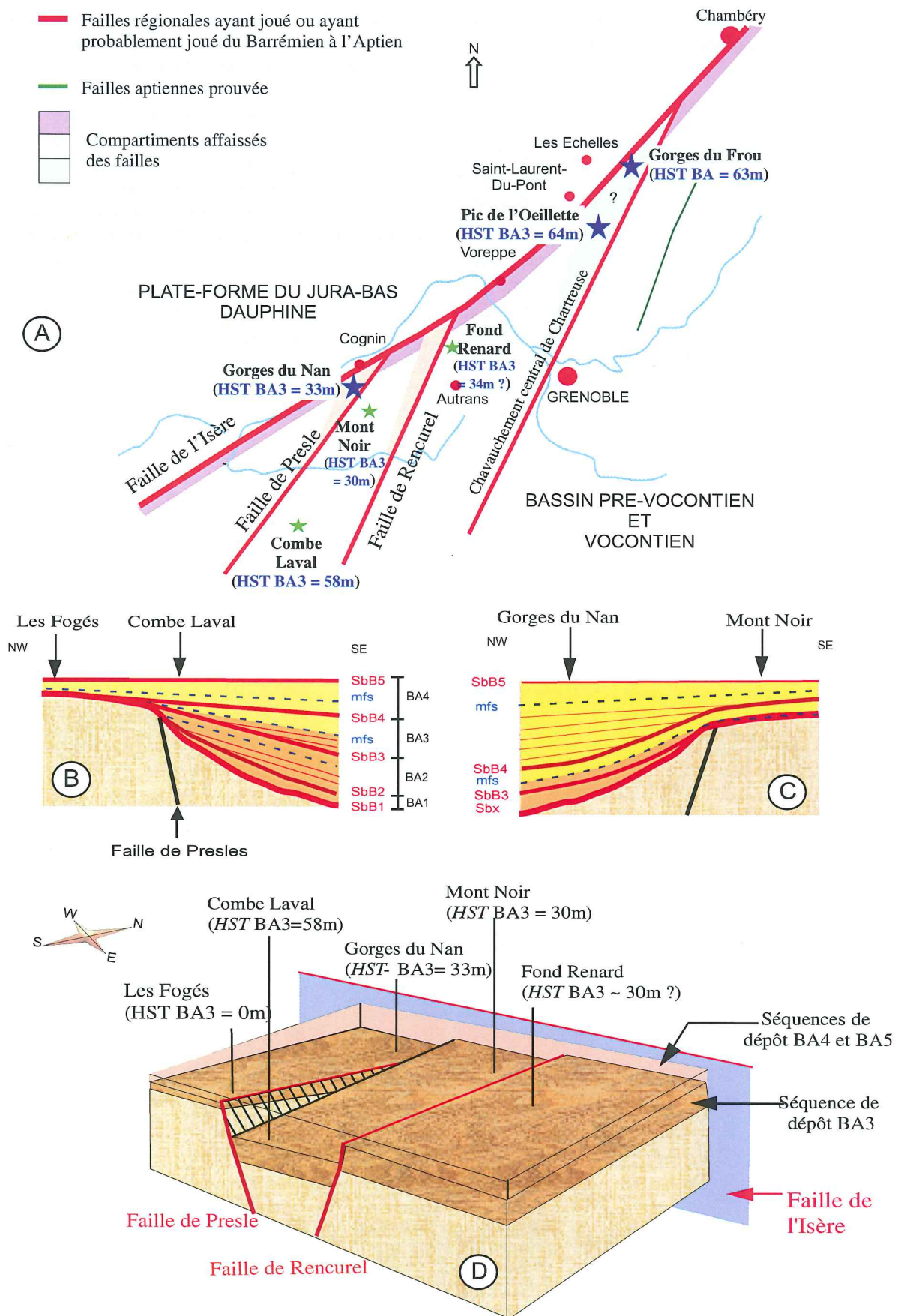


FIG. 36.- Les principaux accidents tectoniques ayant contrôlé la sédimentation des calcaires urgoniens (modifié d'après Arnaud, rapport inédit). A : Carte de localisation des coupes et distribution des épaisseurs du HST de la séquence BA3 ; B et C : schémas synthétiques montrant l'influence des failles de Rencurel et de Presles dans le contrôle de la sédimentation pendant le Barrémien ; D : Bloc diagramme synthétique.

des oolites et à l'apparition des premiers faciès à rudistes et oncolites caractéristiques des faciès de lagon, parfois confinés.

Les indices d'émersion au niveau de cette limite de séquence SbB4 sont mieux préservés qu'au niveau de la limite SbB3. Cela est très probablement dû à une durée d'émersion relativement moins longue pour la SbB3 permettant une exposition moins longue et une érosion moins importante.

L'observation des variations importantes des épaisseurs du prisme de haut niveau de la séquence BA3 dans plusieurs autres coupes de la zone d'étude (Arnaud, rapport inédit) (fig. 36 A) montre que la sédimentation de cet ensemble a été très probablement contrôlée par la tectonique. Le jeu de certaines failles telles que la faille de Presles, la faille de Rencurel et la

faille de l'Isère aurait engendré le morcellement de cette zone en un ensemble de blocs basculés créant, ainsi, des hauts-fonds (sommets des blocs) et des dépressions (Arnaud, rapport inédit) (fig. 36 D). La faille de Rencurel aurait, probablement, joué pendant tout le Barrémien inférieur et une partie du Barrémien supérieur et aurait été scellée par l'intervalle transgressif de la séquence BA4. La faille de Presles ne montre pas d'indices de contrôle de la sédimentation de la séquence de dépôt BA3 mais a très probablement été réactivée et a contrôlé la sédimentation de la séquence de dépôt BA4.

Quoique les variations d'épaisseur des calcaires urgoniens soient incontestables, les indices de cette activité tectonique restent toutefois à vérifier et d'autres arguments sont encore nécessaires pour prouver l'existence de cette activité tectonique barrémienne dans le domaine subalpin.

Chapitre 2

LES COUCHES INFÉRIEURES À ORBITOLINES (CIO)

1.- INTRODUCTION

Connues localement depuis plus d'un siècle sous le nom de " Couches à Orbitolines " (= " Couches à Orbitolites " de P. Lory, 1848), ces niveaux marneux riches en orbitolinidés ont été formalisés par Arnaud *et al.* [1998] comme étant le " **membre des couches inférieures à orbitolines** ". Dans les massifs subalpins septentrionaux, les couches inférieures à orbitolines (CIO) surmontent directement la limite de séquence de dépôt SBA1 et constituent partout dans cette région le membre A11 d'Arnaud-Vanneau [1980], appartenant à la séquence de dépôt AP1.

Il s'agit de biomicrites argileuses qui correspondent soit à des bancs calcaires noduleux, soit à des marnes. Ces vases carbonatées (87 % de carbonate) sont riches en algues et en débris d'herbiers.

La limite de séquence SbA1, est probablement située à proximité de la limite Barrémien-Aptien pour deux raisons (Arnaud, rapport inédit) :

- elle est plusieurs mètres au-dessus de la mfs de la dernière séquence de dépôt barrémienne Ba5 sous-jacente qui se situerait dans la zone à *M. sarasini* du Barrémien terminal (Arnaud *et al.*, 1998) ;
- elle est à la base des couches inférieures à orbitolines qui ont livré des ammonites aptiennes parmi lesquelles *Deshayesites* sp. (= *Deshayesites weissi*, Moret et Deleau, 1960) et *Ancyloceras* gr. *matheronianum*. Cette association est semblable à celle du Bédoulien inférieur calcaire de la Carrière de l'Homme d'Armes [Kilian et Reboul, 1915]. La présence d'*Ancyloceras* gr. *matheronianum* permet de comparer ce niveau avec les couches attribuées [Delanoy, 1997] à la zone à *D. weissi* dans la coupe d'Angles.

Dans les massifs subalpins septentrionaux, la limite de séquence SbA1 correspond à une surface d'émersion et d'érosion soulignée par des paléocreux (vallées incisées ou paléodolines) et surmontée par des calcaires d'eau douce. D'après Arnaud-Vanneau [1980], les CIO se sont déposées, préférentiellement, dans les chenaux correspondant à ces vallées incisées.

Les CIO se distinguent des faciès urgoniens de la plate-forme par leur couleur ocre à bleuâtre et par l'abondance des éléments terrigènes.

Pour cette étude, nous avons étudié l'intervalle des CIO dans six coupes, dont :

- trois coupes dans le Vercors septentrional : coupe des Gorges du Nan, Balcon des Ecouges les Fogés,
- une coupe en Chartreuse : coupe des Gorges du Frou,
- une coupe en Tunisie centrale : coupe du Jebel Jediri,
- une coupe en Espagne : coupe d'Organya.

La figure 37 montre l'emplacement de l'ensemble de ces coupes.

Toutes ces coupes ont été échantillonnées et nous avons réalisé une étude faciologique fine sur l'ensemble de ces coupes, ainsi que le comptage de la faune et de la flore sur les coupes des massifs subalpins septentrionaux (Vercors et Chartreuse).

Avant d'entamer la description de ces coupes, nous présenterons les différents assemblages de faunes qui ont été identifiés dans l'ensemble des échantillons étudiés.

2.- ANALYSE QUANTITATIVE DE LA FAUNE ET DE LA FLORE

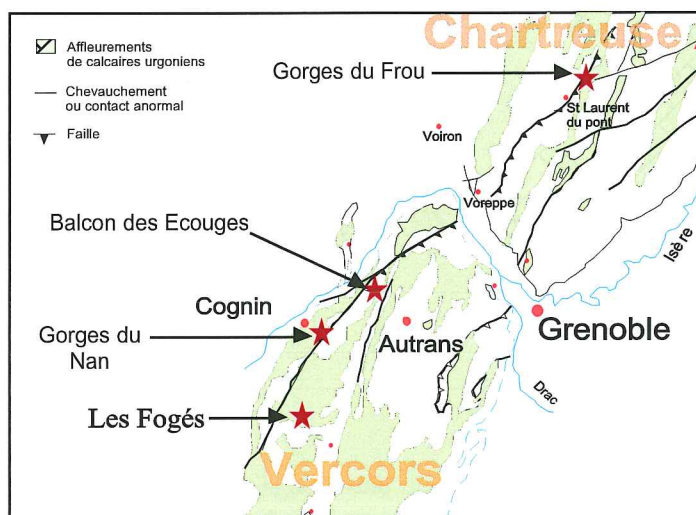
Au total nous avons réalisé le comptage de toute la faune et la flore dans plus de 200 échantillons de l'intervalle des CIO. Les résultats de ces comptages sont présentés en annexes 2, 3, 4 et 5.

Ces comptages nous ont permis de classer les espèces fossiles en six assemblages faunistiques caractéristiques des environnements de dépôt suivants.

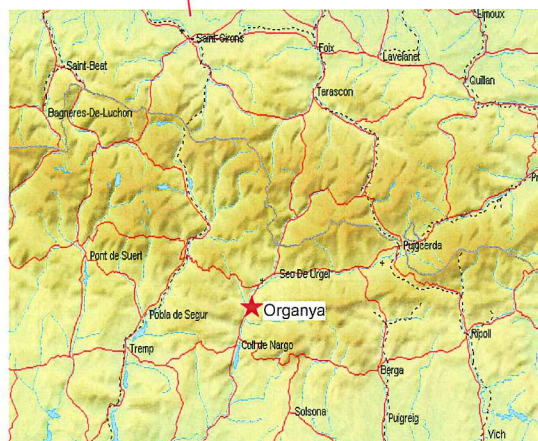
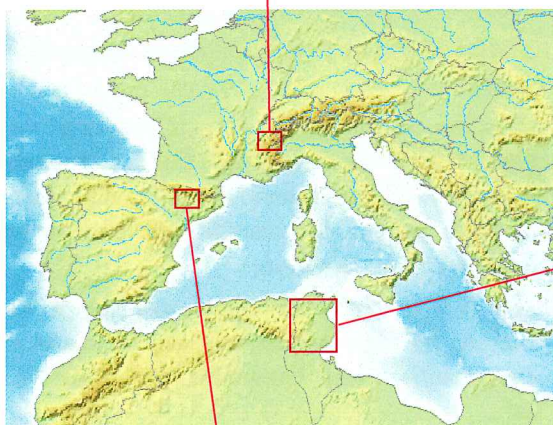
2.1. Assemblage caractéristique du domaine circo-littoral

Assemblage A1 : cet assemblage est dominé par les fragments d'échinodermes et des faunes caractéristiques de la partie inférieure du talus externe. Il est composé de *Conicospirillina* sp., *Nodosariidae* sp., *Lenticulina* sp., *Patellina* sp., bryozoaires, *Conorboides* sp., Annélides et échinodermes.

Localisation des coupes des Gorges du Nan, Gorges du Frou, Balcon des Ecouges et Les Fogés (Vercors et Chartreuse, massifs subalpins septentrionaux)



Les affleurements urgoniens dans les massifs subalpins septentrionaux d'après Arnaud-Vanneau (1980)



Localisation de la coupe d'Organya

FIG. 37.- Localisation des coupes étudiées pour l'intervalle des couches inférieures à orbitolines.

2.2. Assemblage caractéristique de la partie inférieure du talus externe

Assemblage A2 : il se compose d'*Arenobulimina* de petite taille, *Giraliarella* sp., Textulariidae de petites tailles, *Patellovalvulina* sp., *Cribellopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis*, *Paleodictyoconus* sp., *Hottingerita complanata*, *Neotrocholina* sp., *Trocholina* sp., *Spiroloculina* sp., *Massillina* sp.

Cet assemblage est très souvent associé aux faciès calcaire marneux et marnes à orbitolines. Ces faciès sont, en plus de la dominance de cet assemblage, caractérisés par l'abondance des éléments détritiques terrigènes.

2.3. Assemblage caractéristiques de la partie supérieure du talus externe

Assemblage A3 : il est constitué par des fragments de coraux, des éponges calcaires, *Praereticulina* sp., *Ecougella* sp., *Pseudocyclamina* sp., de gros foraminifères agglutinés, *Trochaminoides* sp., *Charentia* sp., *Melathrokerion* sp., *Valvulineria* sp., *Debarina* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Falsurgonina* sp., *Urgonina* sp.

Cette association d'organismes, très diversifiée, suggère une marge assez large des environnements de dépôt allant de la partie supérieure du talus externe jusqu'à la bordure de plate-forme.

Cet assemblage est souvent associé à des faciès calcaires, grossiers, généralement des biosparites.

2.4. Assemblages caractéristiques des milieux de plate-forme interne

Assemblage A4 : c'est l'assemblage le plus diversifié et le plus répandu dans les faciès des couches inférieures à orbitolines. Il est constitué par : *Glomospira* sp., *Dobrogeolina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Earlandia* sp., loges embryonnaires de *Sabaudia*, *Sabaudia* sp., *Arenobulimina* de grandes tailles, Textulariidae de grandes tailles, Miliolidae de grandes tailles, *Istriloculina* de grandes tailles, *Derventina*, *Cornoloculina*, *Choffatella decipiens*, *Pfenderina globosa*, *Vercorsella* sp., *Cuneolina* sp. Cet assemblage renferme aussi les rudistes et montre une grande abondance d'algues dacycladales. Cet assemblage est caractéristique des environnements de lagon et se trouve en abondance dans les faciès calcaires souvent *grainstones* ou *packstones* à rudistes.

Assemblage A5 : il est composé principalement par des miliolidae avec quelques foraminifères tel que *Paracoscina* sp., *Istriloculina* de petite taille et *Nautiloculina* sp.

C'est l'assemblage caractéristique des environnements de lagon confiné comme le témoigne l'abondance des miliolidae. Il est souvent associé à des faciès *wackestones* et *packstones* plus rarement des *grainstones*.

2.5. Assemblage caractéristique du domaine margino-littoral

Assemblage A6 : cet assemblage apparaît très rarement dans les coupes, au niveau des limites de séquence et de certaines limites de paraséquences émerives ou proches de l'émersion. Il comporte des oncoïdes (formés par l'activité algale dans des environnements très confinés et sous une très faible tranche d'eau) et des charophytes (qui sont des végétaux d'eaux douces).

Le comptage de la faune et de la flore des coupes des Gorges du Nan, des Gorges du Frou et des Fogés a été réalisé dans le cadre du mémoire de DEA de Peza [2002]. Nous avons repris les comptages par la suite pour vérification et pour uniformiser les observations et minimiser les erreurs. Nous avons réalisé le comptage pour la coupe du Balcon des Ecouges en utilisant les mêmes assemblages décrits précédemment.

3.— COUPE DES GORGES DU NAN

Cette coupe se trouve le long de la route qui mène de Cognin-les-Gorges à Mallevall à environ 100 m avant l'entrée du premier tunnel. Elle a été levée et échantillonnée par Arnaud-Vanneau [1980].

Pour cette étude nous avons relevé la coupe et repris des échantillons intermédiaires pour mieux étudier les variations des faciès. Au total, plus de 77 échantillons ont été analysés.

3.1. Description de la coupe et analyse faciologique

La base de la coupe est cachée sous le couvert végétal. Les CIO commencent juste au-dessus de ce couvert végétal (fig. 38 A). L'épaisseur des CIO dans cette coupe atteint 29-30 m. Elles sont formées par une alternance de bancs calcaires marneux et de marnes tendres. Huit intercalations de couches marneuses à orbitolines ont été identifiées.

Les CIO des Gorges du Nan peuvent être subdivisés en deux parties :

Une partie inférieure (fig. 38 A) dominée par des faciès calcaires bioclastiques. Cette partie montre la succession des faciès suivants :

De A à B : les premiers niveaux qui apparaissent au-dessus du couvert végétal sont formés de calcaires *wackestones* à algues vertes et gros miliolidae. A 2 m environ au-dessus de A, on note la présence d'un banc renfermant des charophytes remaniées. C'est le seul niveau de la coupe où on trouve ces organismes d'eau douce.

En B on note la présence d'un *hard ground* souligné par un petit niveau marneux de quelques centimètres d'épaisseur, contenant de nombreux petits oursins irréguliers (*Pygaulus*) de taille inférieure au centimètre.

Les CIO des Gorges du Nan

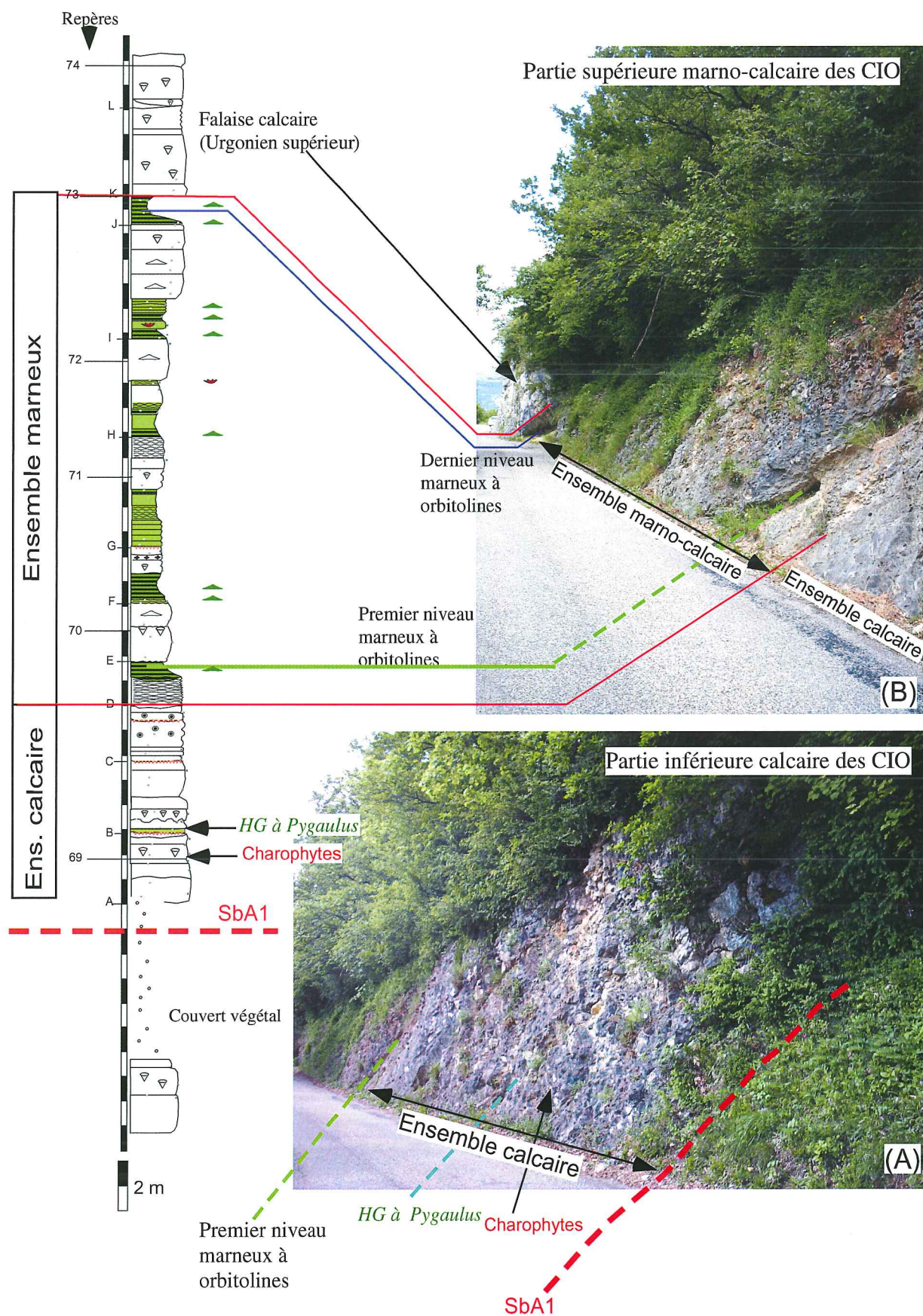


FIG. 38.- Affleurement des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Nan.

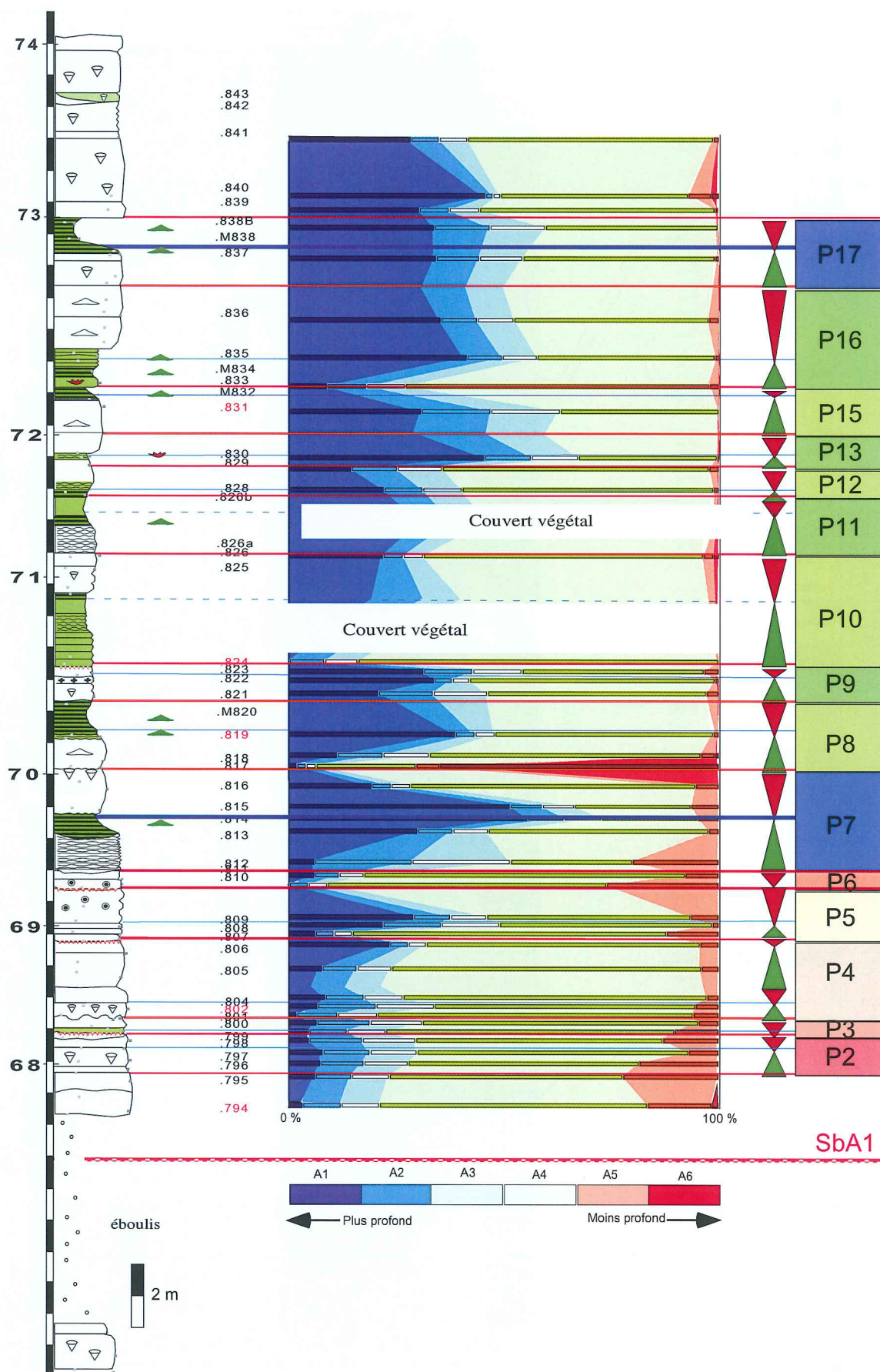


FIG. 39.- Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Nan.

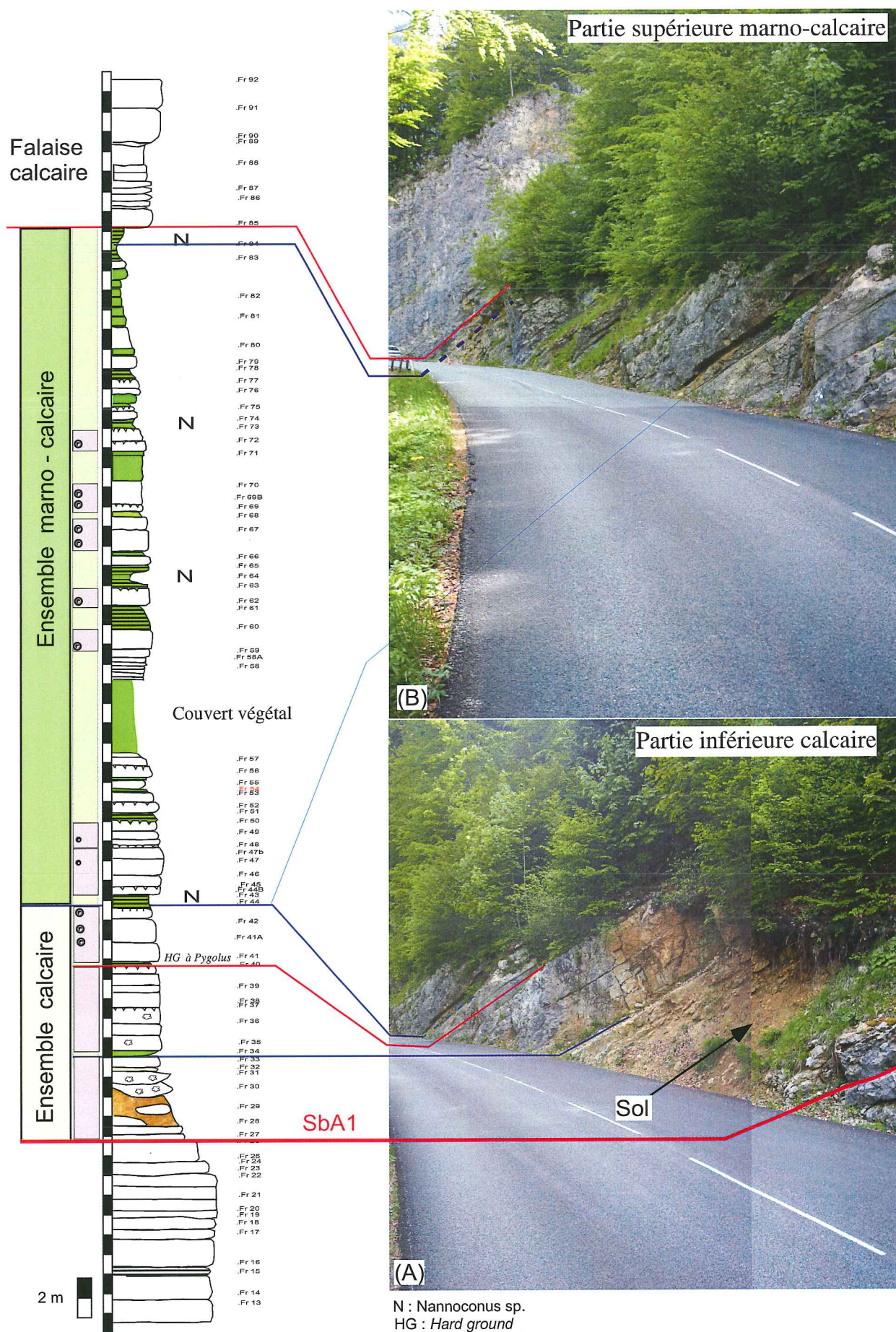


FIG. 40.- Affleurement des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou.

De B à C : il s'agit d'un ensemble calcaire principalement *grainstone* à débris de rudistes.

De C à D : calcaire *grainstone* à oolites.

Cette partie est formée de bancs peu épais de 30 cm à 1 m et limités par des surfaces ravinantes et, pour certains, des *hard grounds*.

Dans cette partie calcaire de la coupe, les orbitolinidés rencontrés sont des formes coniques. Ces formes sont caractéristiques des milieux de dépôt infralittoraux peu profonds [Arnaud-Vanneau, 1980].

Cet ensemble calcaire, épais de 8 m, est surmonté par le premier niveau marneux tendre riche en Orbitolines.

Une partie supérieure (D à K) (fig. 38 B), épaisse de 21 m environ, formée par l'alternance de calcaires marneux à aspect noduleux et de marnes. Les marnes comme les calcaires marneux sont très riches en Orbitolines. Dans cette partie, les formes plates des orbitolinidés, et principalement *Palorbitolina lenticularis*, sont abondantes. Ces formes sont caractéristiques des milieux de dépôt relativement profonds lorsqu'elles sont sur le talus externe [Arnaud-Vanneau, 1980]. Ces orbitolines sont toujours accompagnées d'algues vertes dans les faciès marneux, ce qui implique un milieu de dépôt au-dessus de la limite inférieure de la zone photique.

En I, on note la présence d'un petit niveau calcaire marneux à coraux (30 cm d'épaisseur) intercalé dans l'avant-dernier niveau marneux à orbitolines.

Le dernier niveau marneux est surmonté par une falaise calcaire qui montre un grand contraste lithologique avec les couches tendres sous-jacentes. Cette falaise est formée de calcaires durs à rudistes. La base de cette falaise marque la fin des CIO.

3.2. Analyse séquentielle (fig. 39)

La base des CIO est formée de faciès *wackestones* riches en algues dacycladales et en gros miliolidés. Il s'agit de faciès confinés de lagon. La présence de charophytes remaniés témoigne de l'existence antérieure de dépôt d'eau douce ou saumâtre. **La limite de séquence de dépôt SbA1** est cachée sous le couvert végétal à la base de la coupe. Les calcaires d'eau douce sus-jacents sont les témoins de l'émersion caractérisant cette limite de séquence.

La partie inférieure calcaire des CIO est subdivisée en 6 paraséquences d'épaisseurs inégales (P1 à P6). Les limites de paraséquences correspondent à des surfaces ravinantes ou à des surfaces d'arrêt de sédimentation (*hard grounds*).

La partie supérieure marneuse est formée de 10 paraséquences relativement plus épaisses que les précédentes. Toutes ces paraséquences sont cycliques. Les limites de paraséquences se trouvent dans les niveaux calcaires marneux et correspondent,

généralement, à des surfaces ravinantes. Les *mfs* relatives correspondent aux niveaux marneux à orbitolines.

L'étude de l'agencement des faciès dans les CIO de la coupe des Gorges du Nan montre une tendance générale vers l'approfondissement des milieux de dépôt depuis la partie inférieure calcaire vers la partie supérieure marneuse. Le diagramme d'évolution des assemblages de faunes (fig. 39) confirme cette tendance. La partie inférieure calcaire est plus riche en assemblage 4 et 5 de plate-forme interne, tandis que la partie marneuse montre un enrichissement progressif en assemblages 1, 2 et 3 caractéristiques des environnements marins ouverts.

Au-dessus des CIO, la tendance s'inverse avec l'apparition de nouveau des faciès calcaires de plate-forme interne à rudistes. La *mfs* de la séquence AP1 est, obligatoirement située dans les niveaux marneux à orbitolines. La localisation précise de cette *mfs* reste incertaine. Deux candidats principaux existent pour cette *mfs* :

- Le premier correspond à la première couche marneuse à orbitoline (entre D et E) : il s'agit d'un *packstone* très riche en *Palorbitolina lenticularis*. Dans ce cas, l'intervalle transgressif de la séquence AP1 se limite à la partie calcaire inférieure en plus de la partie transgressive de la paraséquence P6 contenant ce premier niveau marneux. La partie marneuse supérieure correspondrait à la partie inférieure du prisme de haut niveau (*early HST*), alors que les calcaires à rudistes sus-jacents appartiendraient à la partie supérieure de ce prisme (*late HST*).

- Le deuxième correspond au dernier niveau marneux à orbitolines (entre J et K) : il s'agit d'un niveau repère à l'échelle régionale caractérisé aussi par un faciès *packstone* riche en *Palorbitolina lenticularis*. Dans ce cas les CIO correspondraient, en entier, à l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt AP1. La partie inférieure calcaire correspondrait à la partie inférieure de cet intervalle transgressif (*early TST*) et la partie supérieure marneuse correspondrait à sa partie supérieure (*late TST*).

À ce stade de l'étude on ne dispose d'aucun argument permettant de trancher pour l'une ou pour l'autre de ces deux hypothèses.

4.- COUPE DES GORGES DU FROU

Cette coupe s'étend au bord de la D520 allant des Échelles en direction de Saint-Pierre-d'Entremont. Elle a été levée et échantillonnée par Arnaud-Vanneau [1980]. Dans le cadre de ce travail nous avons relevé la coupe et repris des échantillons intermédiaires.

4.1. Description de la coupe et analyse faciologique

L'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou ressemble du point de vue organisation faciologique à celui des Gorges du Nan. Il est formé par deux parties : une partie inférieure dominée par des faciès calcaires bioclastiques et une deuxième partie dominée par des faciès calcaires marneux et marnes à orbitolines.

La limite de séquence SbA1 est visible dans cette coupe des Gorges du Frou (fig. 40 A). Elle correspond à une surface érosive soulignée par des oxydes de fer. Au-dessus de cette surface on note la présence d'un niveau d'argiles rouges marmorisées correspondant probablement à un sol. Les bancs calcaires au-dessus de ce sol sont formés par des faciès calcaires à nombreux éléments remaniés et riches en charophytes. Il s'agit d'une surface d'émersion et d'érosion subaérienne au-dessus de laquelle se sont déposés des sédiments d'eau douce. Cette limite marque le passage des faciès calcaires à rudistes du sommet du HST de la séquence de dépôt BA5 sous-jacente à des faciès calcaires d'eau douce ou saumâtre à charophytes.

L'ensemble calcaire formant la partie inférieure des CIO (fig. 40 A) est épais d'environ 12 m. Il s'étend entre la limite de séquence SbA1 et le premier niveau marneux à orbitolines de la série. Cet ensemble peut être subdivisé en trois parties :

- La partie située entre la limite de séquence SbA1 et l'échantillon Fr34 : cette partie est dominée par des faciès à charophytes.
- De l'échantillon Fr34 jusqu'au *hard ground* (HG) à *Pygaulus* : il s'agit de calcaires bioclastiques très remaniés à faune diversifiée. On y trouve des oolites, des fragments de rudistes, des fragments d'échinodermes, etc... Le *hard ground* à *Pygaulus* se trouve dans une position similaire à celle du *hard ground* à *Pygaulus* des Gorges du Nan. On le trouve intercalé dans les niveaux calcaires au-dessus de la limite de séquence SbA1. Il peut être un bon niveau repère pour la corrélation entre ces deux coupes.
- Du *hard ground* à *Pygaulus* jusqu'à la base du premier niveau marneux à orbitolines : cette partie est dominée par les *grainstones* à oolites. Pratiquement tous les éléments biologiques sont oolitisés hormis quelques fragments d'échinodermes.

À l'image de la coupe du Nan, les espèces d'orbitolinidés rencontrés dans cette partie calcaire des CIO de la coupe du Frou sont des formes coniques, principalement des *Orbitolinopsis* (*O. buccifer*, *O. cuvilleri*). Les orbitolinidés sont relativement rares dans cette partie de la coupe du Frou par rapport à son équivalent de la coupe du Nan.

La partie supérieure marneuse des CIO dans les Gorges du Frou (fig. 40 B) montre des similitudes avec la partie marneuse des CIO de la coupe du Nan :

- elles sont toutes les deux formées par une alternance de niveaux calcaires marneux et de marnes à orbitolines,

– les orbitolinidés sont toujours accompagnés d'algues dasycladales comme des *Salpingoporella* sp.

– les niveaux marneux deviennent de plus en plus nombreux et épais vers le sommet de cet ensemble et se terminent brusquement en dessous d'une falaise de calcaire massif à rudistes.

Toutefois, il existe certaines différences entre les deux, à savoir :

- cet ensemble est beaucoup plus épais au Frou (34 m environ) qu'au Nan (21 m seulement) et il est plus riche en marnes dans la première coupe,
- certains niveaux marneux de la coupe du Frou contiennent des *Nannoconus* sp en plus des nombreuses *Palorbitolina lenticularis*. Ces *Nannoconus* ont été trouvés dans quatre échantillons (Fr43, Fr64, Fr74 et Fr84) correspondant tous à des niveaux marneux dont deux correspondant au premier et au dernier niveau marneux des CIO,
- les niveaux calcaires marneux intercalés entre les marnes de cette coupe du Frou sont, contrairement à ceux des Gorges du Nan, riches en oolites. Ces oolites montrent des variations importantes de taille selon leur position.

La figure 41 montre l'évolution des tailles des oolites dans les CIO du Frou. On note que :

- dans la partie inférieure calcaire les oolites sont de taille relativement moyenne (100 à 200 μ m) avec un mauvais classement ;
- juste au-dessus du premier niveau marneux à orbitolines, les oolites sont de petites tailles (<100 μ m) et sont accompagnées de nombreux petits foraminifères circlittoraux et de débris micritisés ;
- dans la partie supérieure des CIO, les oolites sont de nouveau mal classées et relativement de grandes tailles (> 200 μ m).

4.2. Comptage de faunes et analyse séquentielle

Les observations de terrain et le comptage des faunes (fig. 42) nous ont permis de subdiviser l'intervalle des couches inférieures à orbitolines en 23 paraséquences d'épaisseurs inégales.

La partie inférieure calcaire des CIO est composée de 7 paraséquences relativement peu épaisses (1 à 2 m d'épaisseur chacune). Les limites de paraséquences correspondent à des limites ravinantes ou à des *hard grounds*.

A partir du premier niveau marneux à orbitolines, les paraséquences sont relativement plus épaisses, surtout les premières (P8 à P12) situées juste au-dessus de ce niveau.

Dans cette partie marneuse des CIO les limites de paraséquences se trouvent dans les calcaires marneux. Les bases de paraséquences sont, souvent, formées de faciès oolitiques. Les *mfs* relatives des paraséquences correspondent aux niveaux marneux à orbitolines.

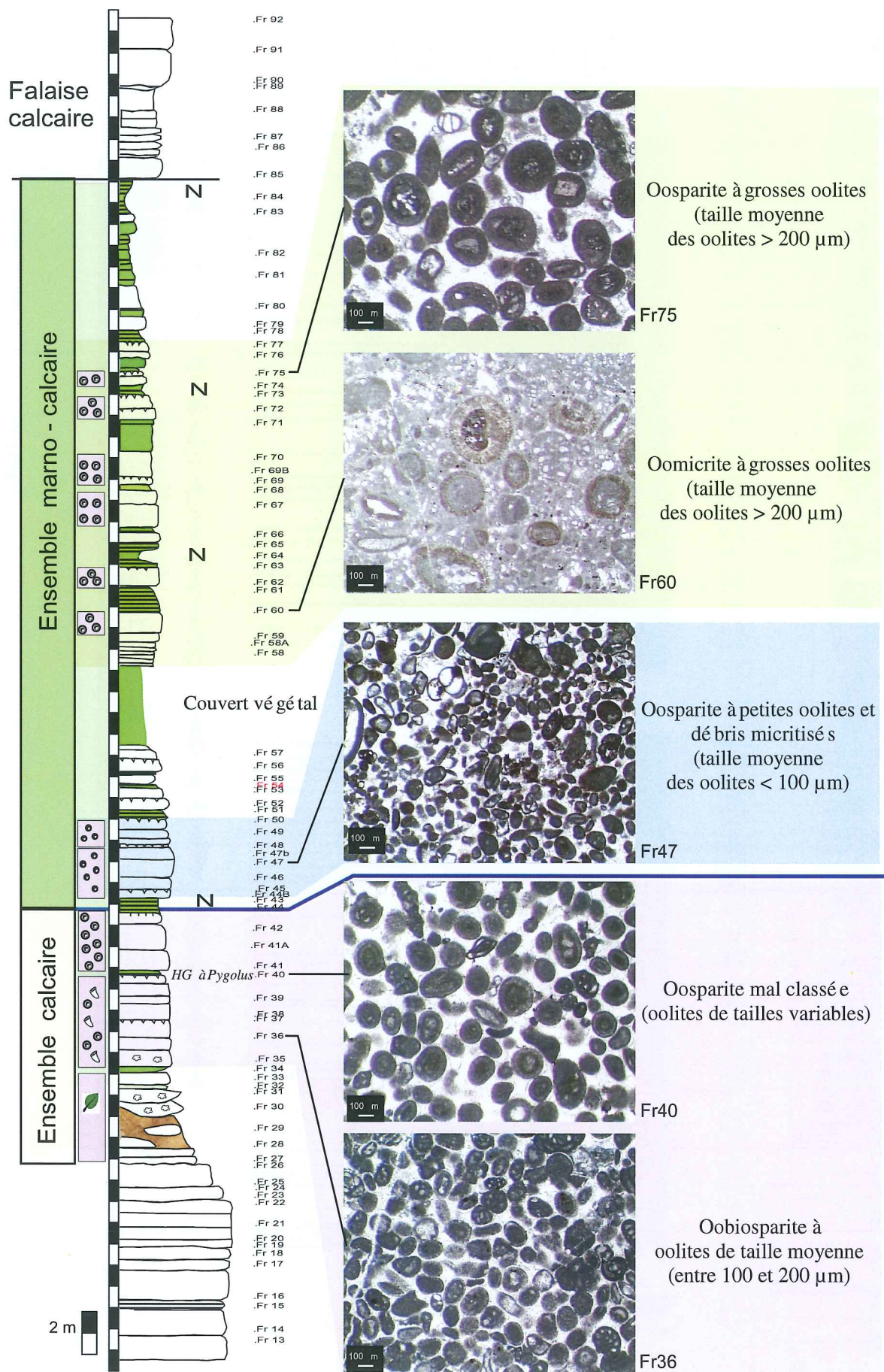


FIG. 41.- Evolution de la taille des oolites dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou, modifié d'après Peza [2002].

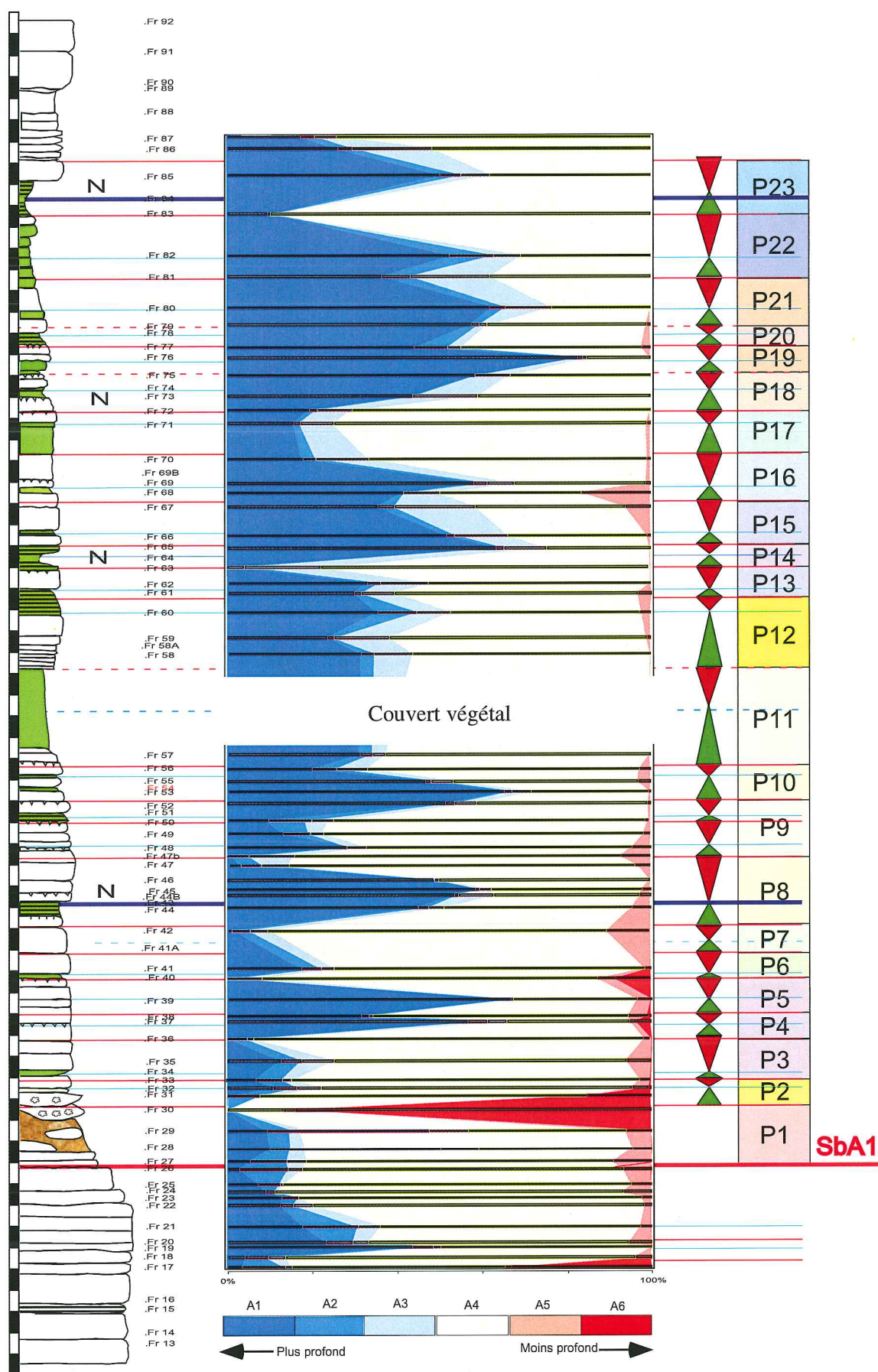


FIG. 42.- Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou.

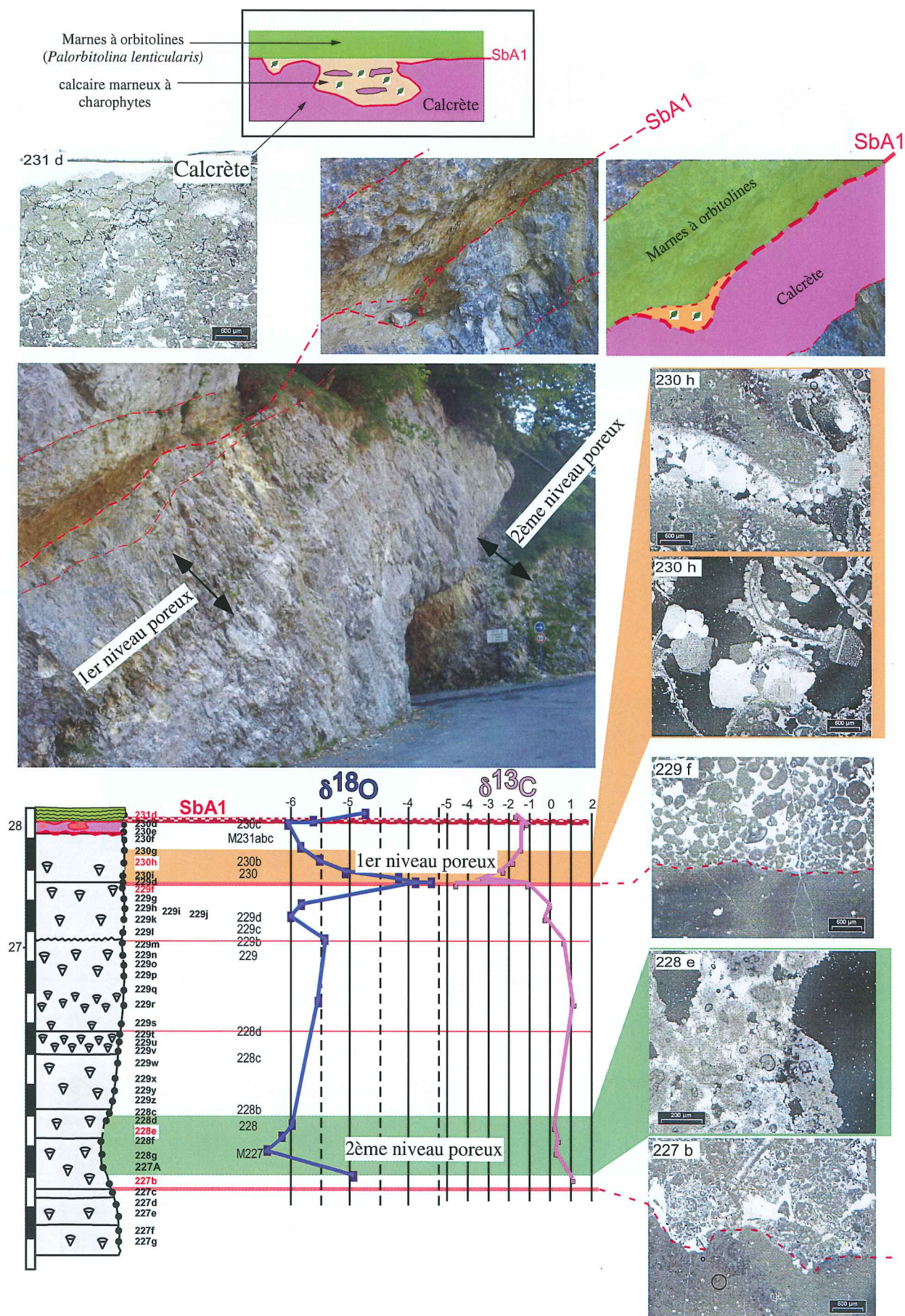


FIG. 43.- Anomalies diagénétiques aux environs de la limite de séquence SbA1 dans la coupe du Balcon des Écoules.

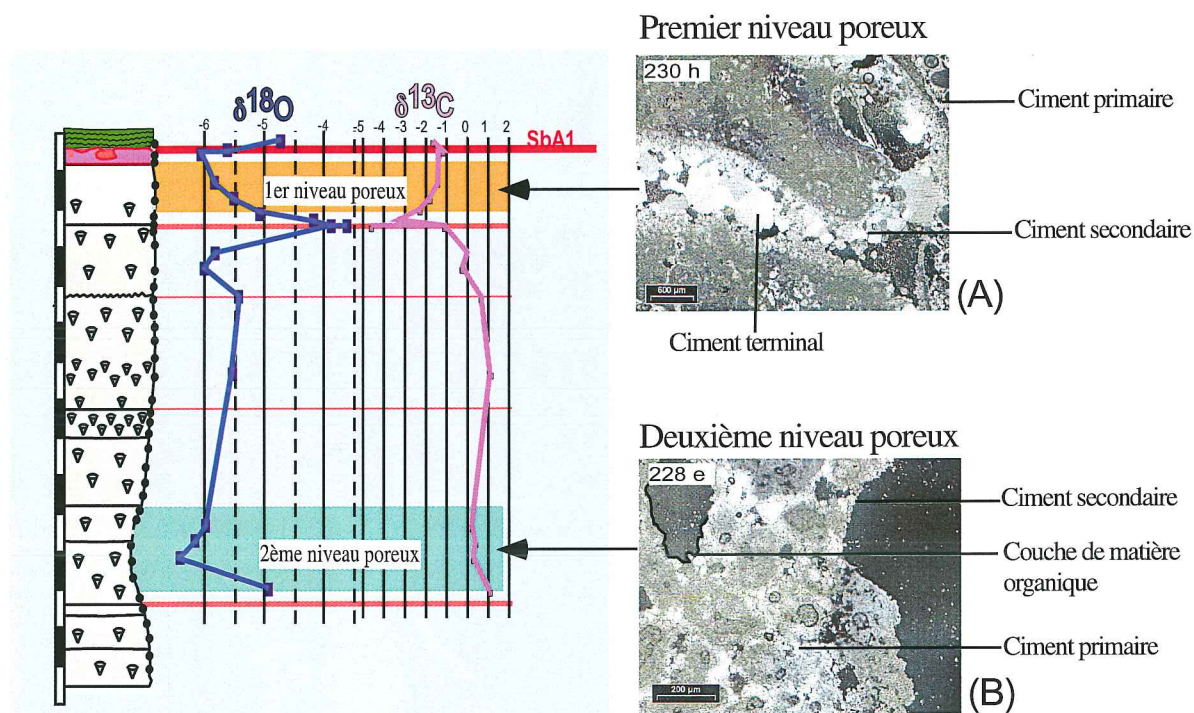


Fig. 44.- Différents types de ciments dans les niveaux poreux situés en-dessous de la limite de séquence SbA1 au Balcon des Écouges.

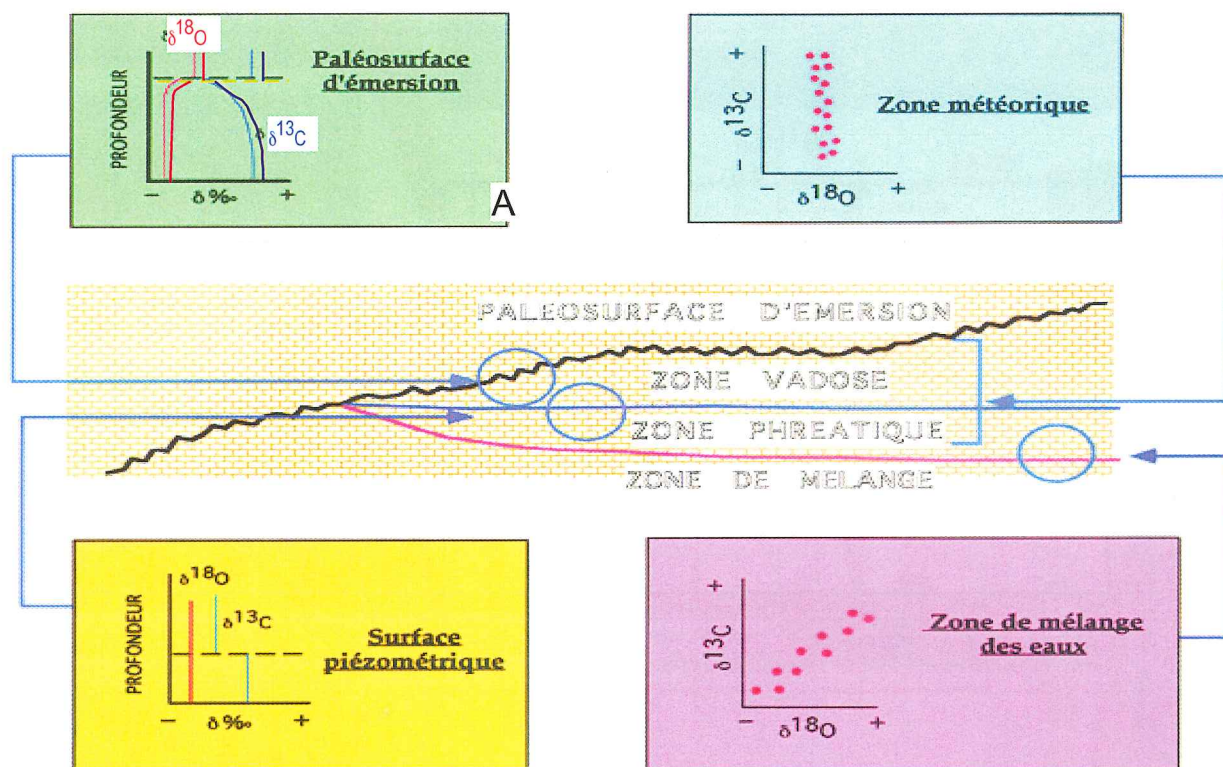


FIG. 45.- Diagramme schématique montrant les variations des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans les différents environnements diagénétiques.

Le diagramme d'évolution des assemblages de faunes montre une tendance générale à l'approfondissement des milieux de dépôt depuis la partie inférieure calcaire vers la partie marneuse.

La position de la *mfs* de la séquence AP1 est toujours difficile à identifier. Les deux candidats proposés au Nan, à savoir le premier et le dernier niveau marneux à orbitolines sont, encore une fois, des candidats possibles.

5.— COUPE DU BALCON DES ÉCOUGES

Cette coupe se trouve dans la partie ouest du massif du Vercors juste à la sortie du tunnel sur la route montant de Saint-Gervais-sur-Isère à Rencurel.

Elle a été étudiée par Arnaud-Vanneau [1980], puis plus récemment dans le cadre du mémoire de maîtrise de Caraz [2001]. Ce dernier travail qui était réalisé dans le cadre de ce projet de recherche, ciblait principalement les anomalies diagénétiques qui accompagnent la limite de séquence de dépôt SbA1 et s'observent au sommet du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA5 sous jacente.

5.1. La limite de séquence de dépôt SbA1

Elle est soulignée par une surface très irrégulière témoignant d'une érosion très importante (fig. 43). Cette surface est tapissée par un petit niveau marneux riche en orbitolines, notamment *Palorbitolina lenticularis*. L'observation minutieuse de ce niveau permet de distinguer des cavités remplies par des calcaires marneux à charophytes qui remplissent des creux juste au-dessus de la limite de séquence SbA1. Les marnes à orbitolines apparaissent au-dessus de ces cavités. Au-dessous de cette limite on note la présence d'un niveau calcaire stylolitisé qui s'apparente à un calcrête. Ce niveau, d'épaisseur variable, ne dépasse pas les 50 cm.

5.2. Anomalies diagénétiques associées à la limite de séquence SbA1

La partie de la coupe située juste en dessous de la limite de séquence SbA1 (sommet du HST de la séquence BA5) est formée de faciès calcaires bioclastiques à rudistes. Elle contient deux niveaux calcaires de teinte blanchâtre dont le premier, en partant de la limite SbA1, est épais d'environ 2 m et le second, d'environ 4 m. Ils forment deux creux dans la falaise calcaire (fig. 43). L'observation des lames minces provenant des deux niveaux montre qu'il s'agit de calcaires bioclastiques à porosité intergranulaire très développée.

Les échantillons prélevés dans le premier niveau poreux montrent des traces importantes de dissolution non sélective. Nous avons identifié trois phases de cimentation différentes dans ce niveau (fig. 44 A) :

- le premier ciment est formé par de petits cristaux de calcite en mosaïque qui remplissent l'espace intergranulaire. Ce ciment a été dissout par endroit, créant une porosité secondaire ;
- le deuxième ciment est formé par des cristaux de calcite de petites tailles ($< 500 \mu\text{m}$) montrant des faces cristallines relativement arrondies ce qui implique que, lui-même, ait subi une phase de dissolution tardive postérieure à sa mise en place ;
- le troisième ciment est formé des cristaux de calcite de grande taille ($> 500 \mu\text{m}$) à faces anguleuses (calcite à "tête nette"). Ces cristaux de calcite correspondent à la phase de cimentation terminale qui ne remplit pas totalement la porosité créée.

Le deuxième niveau poreux est situé à environ 9 m en dessous de la limite de séquence SbA1. Les échantillons prélevés dans ce niveau montrent uniquement deux phases de cimentation (fig. 44 B) :

- un ciment primaire qui, là aussi, a subi une dissolution tardive,
- un ciment calcitique fin à faces cristallines arrondies.

On n'observe pas de ciment terminal dans ce niveau. Toutefois, autour du ciment secondaire, on note la présence d'une fine couche noire de matière organique qui semble empêcher le développement du ciment terminal.

Pour déterminer l'origine de ces ciments et remonter à l'histoire diagénétique de ces niveaux poreux, nous avons réalisé l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (annexe 14).

La courbe $\delta^{18}\text{O}$ montre des valeurs relativement faibles dans toute la partie étudiée en dessous de la limite SbA1, sauf au niveau de la première limite de paraséquence sous-jacente où elle montre un pic important vers des valeurs plus positives. Au niveau de cette limite, la courbe $\delta^{13}\text{C}$ dessine un pic inverse vers des valeurs négatives. Selon le modèle d'Allan et Matthews [1982] (fig. 45 A), cette évolution est caractéristique d'une paléosurface d'émersion avec une influence importante des eaux météoriques. Une évolution similaire mais moins marquée est observée au niveau de la limite de séquence SbA1. L'influence météorique au niveau de cette surface est attestée par les valeurs très faibles de $\delta^{18}\text{O}$.

La limite de séquence SbA1 correspond, donc, à une surface d'émersion et d'érosion subaérienne très importante accompagnée d'une forte dissolution des carbonates par les eaux météoriques et la création de porosité intergranulaire très développée dans les niveaux sous-jacents

5.3. L'intervalle des couches inférieures à orbitolines

Dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines nous avons réexaminé en détail la coupe et étudié plus 40 échantillons. Cet intervalle (fig. 46) est

épais d'environ 25 m seulement. Il est dominé par les faciès calcaires et calcaires marneux intercalés de 7 couches marneuses très peu épaisses (entre 20 cm et 1,5 m pour la plus épaisse).

La première couche marneuse à *Palorbitolina lenticularis* est située juste au-dessus de la limite de séquence SbA1. En comparaison avec les coupes du Nan et du Frou, la partie inférieure des calcaires à charophytes caractérisant la base des CIO dans ces deux dernières est réduite, dans cette coupe du Balcon des Écouges, au petit niveau de calcrête à charophytes de 30 cm d'épaisseur en moyenne.

Une autre différence importante de cette coupe avec les deux premières est que tout l'intervalle des CIO est dominé par des faciès calcaires à rudistes. Les niveaux marneux sont très peu épais mais sont, à l'image de la coupe du Nan, au nombre de huit.

Le diagramme d'évolution des assemblages de faune (fig. 47) ne permet pas d'observer une tendance générale bien nette dans cet intervalle des CIO au Balcon des Écouges. Cela est dû, d'une part, au nombre insuffisant de lames qui ont été comptées ce qui ne permet pas d'observer les variations des faciès à une échelle plus fine et, d'autre part, à la nature uniforme des faciès qui constituent cet intervalle. Les niveaux calcaires marneux sont principalement dominés par des *grainstones* et des *packstones* à fragments de rudistes et algues dacycladales en plus de quelques orbitolinidés. Les niveaux marneux sont formés de *packstones* à orbitolinidés et algues dacycladales.

L'intervalle des CIO au Balcon des Écouges est composé de 8 paraséquences d'épaisseurs inégales mais toutes plurimétriques. Les limites des paraséquences se situent au niveau des calcaires marneux. Les bases de paraséquences sont caractérisées par des faciès à rudistes et à oolites. Les phases d'approfondissement au sein des paraséquences (*mfs* relatives) correspondent aux 7 niveaux de marnes à orbitolines.

Ces paraséquences sont toutes cycliques, sauf la première, au-dessus de la limite de séquence SbA1 (contenant le premier niveau marneux à orbitolines), où l'approfondissement se fait très rapidement en base de paraséquence.

Le même problème qui s'est posé dans les deux autres coupes, à savoir la localisation exacte de la *mfs* de la séquence AP1, se pose dans cette coupe des Écouges.

6.- COUPE DES FOGÉS (PAS DE L'ESCALIER)

Cette coupe est située le long de la route D70 feuille de Charpey 3-4 :

– Début de la coupe : X = 820500 ; Y = 296450,

– Fin de la coupe : X = 820200 ; Y = 296650.

Elle a été levée par Arnaud [1981], puis récemment par Martineau [2001, inédit].

Dans le cadre de ce travail nous avons relevé la coupe, repris des échantillons intermédiaires et effectué

une étude microscopique détaillée de l'ensemble des échantillons prélevés dans cette coupe.

6.1 Description de la coupe et étude faciologique

Les couches inférieures à orbitolines dans cette coupe des Fogés (fig 48) sont dominées par des faciès calcaires à rudistes dans lesquels s'intercalent trois minces horizons marneux riches en orbitolinidés.

– **La limite de séquence SbA1** correspond à une surface érosive qui marque le passage de faciès *grainstones* à rudistes, nombreux miliolidés et quelques bryozoaires à un faciès à nombreux éléments remaniés (fragments de rudistes, échinodermes et lithoclastes). Cette limite est marquée par la disparition brutale des *Neotrocholina friburgensis*.

– **L'intervalle des couches inférieures à orbitolines** peut être subdivisé en deux parties :

a) Une partie inférieure, épaisse d'environ 16 m, formée principalement de calcaires *grainstones* à rudistes et fragments d'échinodermes. Cette partie est caractérisée par la rareté des orbitolinidés sauf quelques rares formes coniques.

b) Une partie supérieure, épaisse d'environ 12 m, dominée par des faciès calcaires et calcaires peu marneux à nombreux échinodermes et orbitolinidés, intercalés de trois niveaux marneux fins. À partir du premier de ces trois niveaux marneux, marquant la limite entre les deux parties, on note l'apparition du genre *Orbitolinopsis* (*Orbitolinopsis cuvillieri*, *Orbitolinopsis buccifer*) et de rares *Palorbitolina lenticularis*. La limite supérieure de cette partie est soulignée par une dalle structurale à partir de laquelle on note un important changement de faciès en passant vers des faciès calcaires très riches en rudistes.

6.2. Comptage de faune et analyse séquentielle

En observant le diagramme d'évolution des assemblages de faunes (fig. 48) on remarque que, par rapport aux autres coupes de l'intervalle des CIO étudiées précédemment, cette coupe des Fogés est caractérisée par la dominance de l'assemblage 5 surtout dans la partie inférieure de la coupe. Cela est dû à l'abondance relative des faunes caractéristiques des environnements de lagon et principalement les miliolidés.

L'étude de terrain et l'observation microscopique des lames minces nous a permis de subdiviser l'intervalle des CIO aux Fogés en 14 paraséquences d'épaisseurs inégales.

La première partie des CIO est composée de 7 paraséquences dominées par des faciès à rudistes. Les trois premières à partir de la limite de séquence SbA1 (P1, P2 et P3) sont peu épaisses (50 cm à 1 m d'épaisseur) et rythmiques. Les bases de paraséquences sont formées de

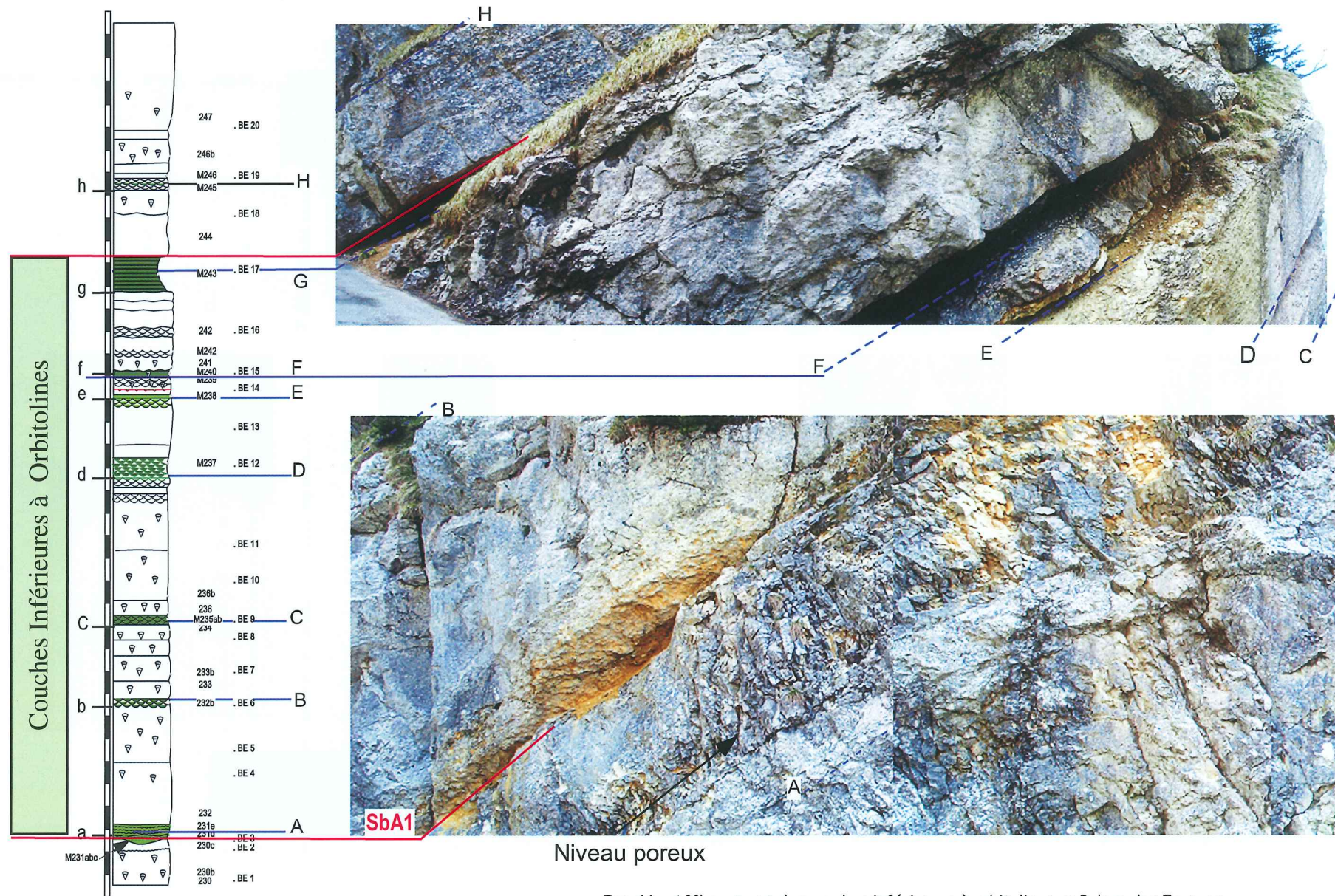


FIG. 46.- Affleurement des couches inférieures à orbitolines au Balcon des Ecoges.

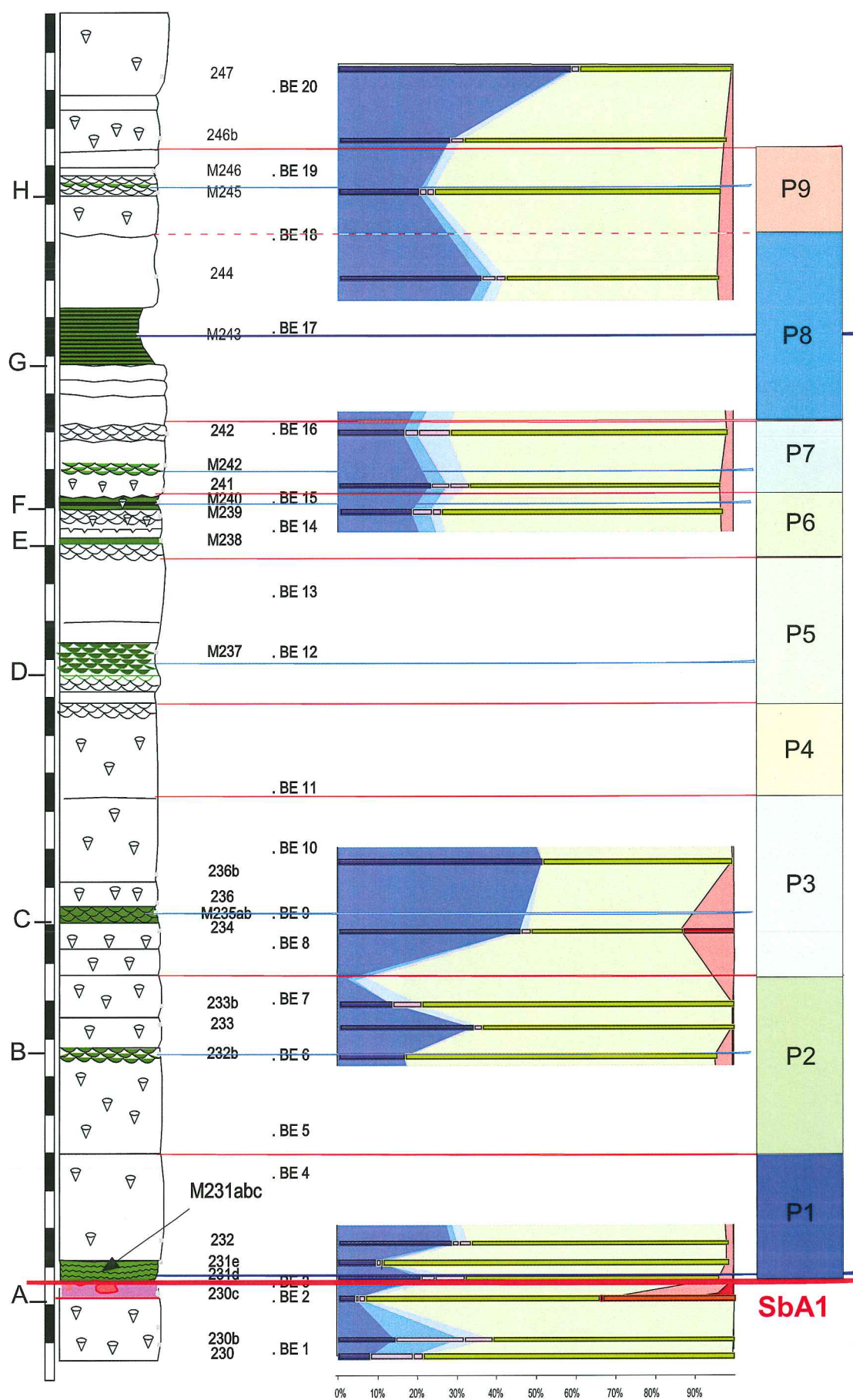


FIG. 47.- Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines au Balcon des Écouges.

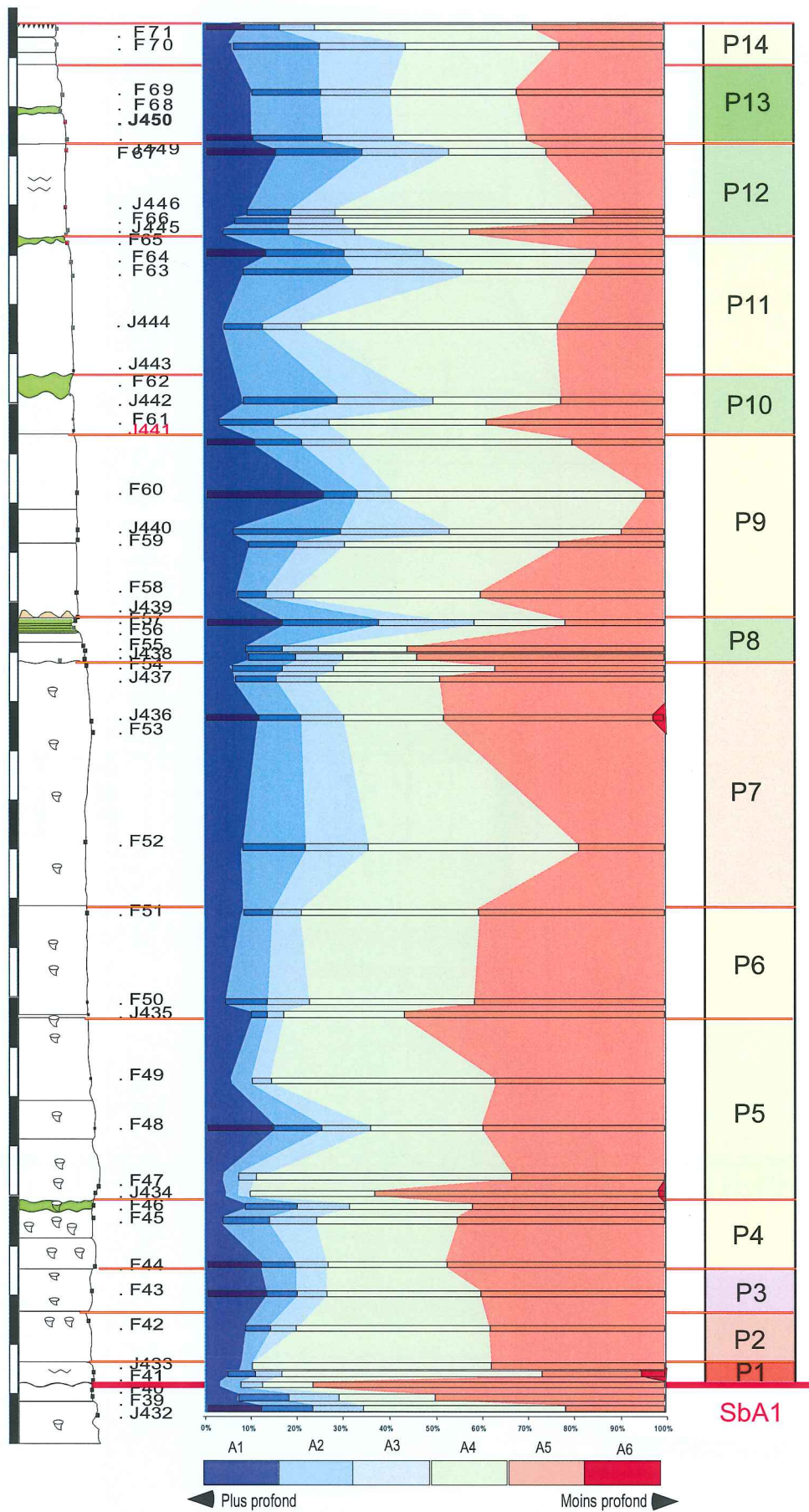


FIG. 48.- Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines dans la coupe des Fogés.

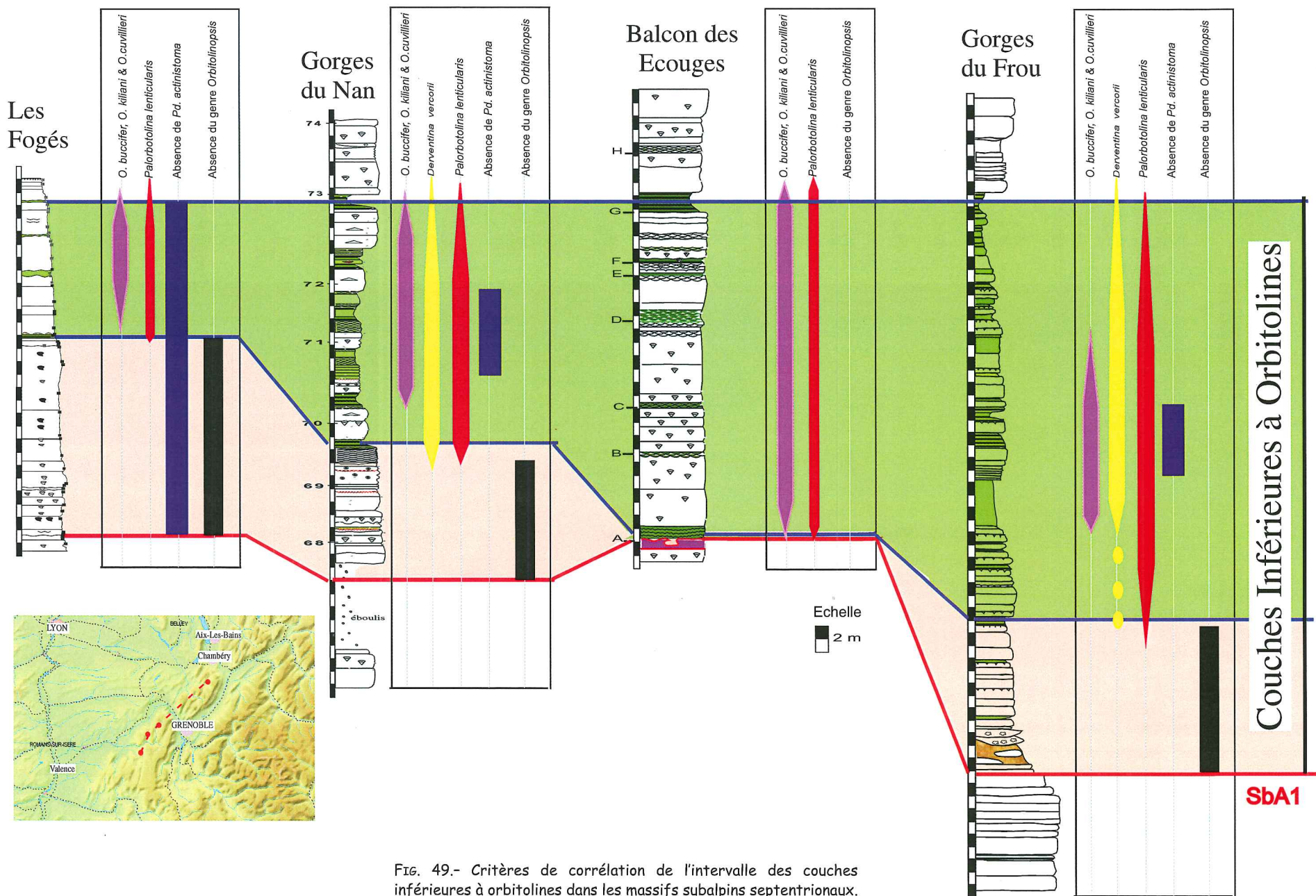
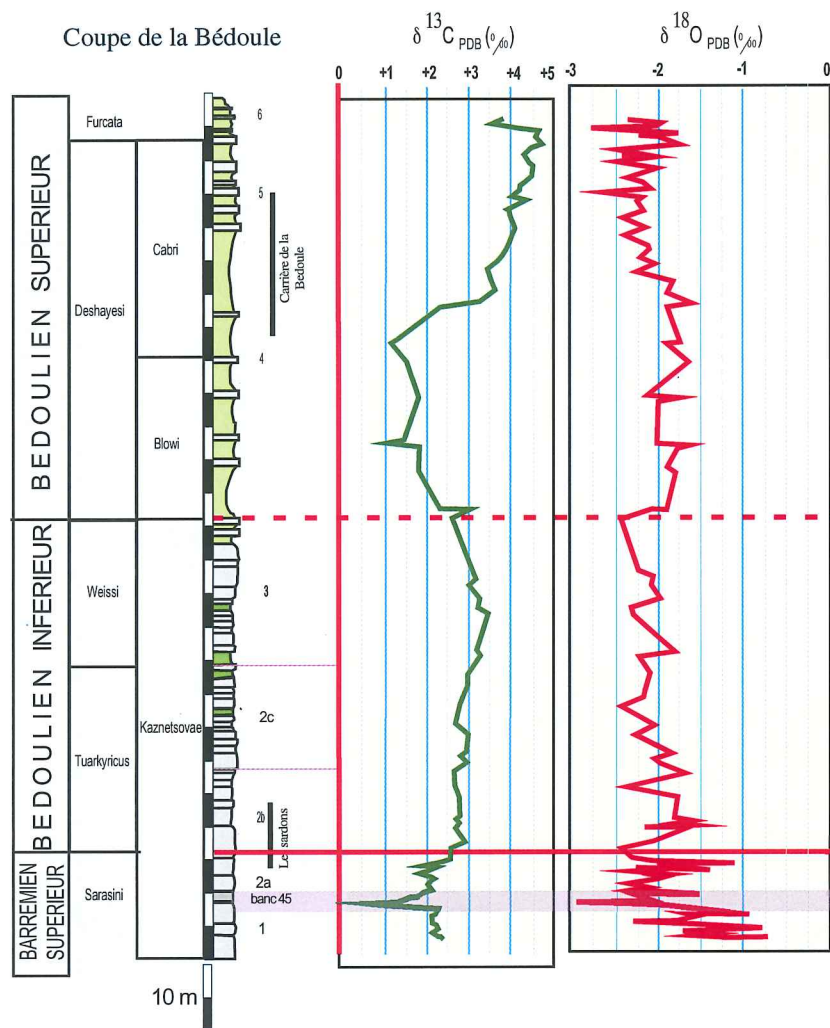


FIG. 49.- Critères de corrélation de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines dans les massifs subalpins septentrionaux.



Nous observons qu'il y a une très bonne corrélation entre les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ de couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan et la base de la coupe de la Bédoule.

Les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ montrent aussi une bonne corrélation mais sont décalées systématiquement de 2 à 3 ‰

Couches inférieures à orbitolines de la coupe des Gorges du Nan

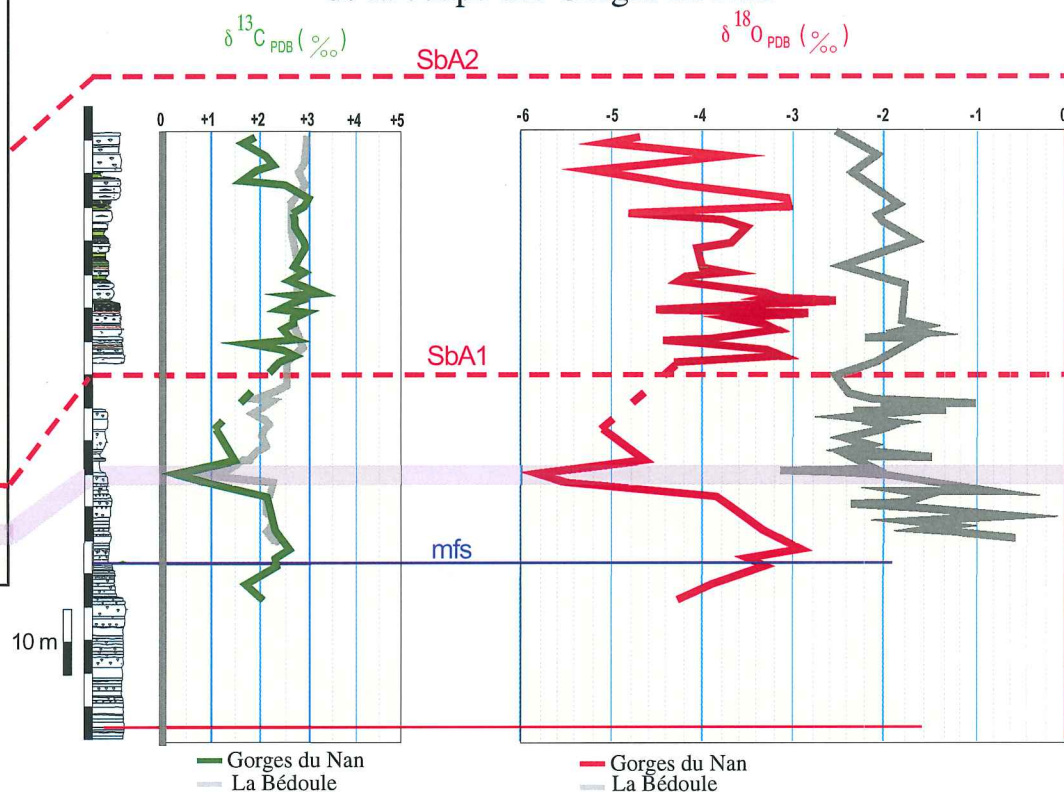


FIG. 50.- Corrélation des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Fogés, du Balcon des Ecouges, des Gorges du Nan et des Gorges du Frou.



FIG. 51.- Localisation de la coupe étudiée au Jebel Jediri sur un extrait de la carte topographique à 1/50 000 de la Tunisie (Carte de Pavillier, 1957 ; Feuille du Jebel Jediri x 0,5).

faciès *grainstones* à éléments remaniés, lithoclastes et fragments de rudistes évoluant au sommet vers des *grainstones* relativement plus fins et plus riches en fragments d'échinodermes.

A partir de la P4, on note un épaississement progressif des paraséquences qui deviennent cycliques.

La partie supérieure est composée, aussi, de 7 paraséquences. Trois d'entre elles contiennent des niveaux marneux correspondant à des *mfs* relatives. Les autres paraséquences sont dominées par des faciès calcaires à rudistes et à algues vertes. Les limites de paraséquences sont soulignées par un pic d'abondance des miliolidés.

L'épaisseur relativement réduite des CIO, la dominance des faciès calcaires et l'abondance des faunes de lagon (miliolidés et rudistes) dans cette coupe des Fogés impliquent que les couches inférieures à orbitolines s'étaient déposées dans un environnement, relativement plus interne et restreint par rapport aux autres coupes étudiées précédemment.

7.- CORRÉLATION DES COUCHES INFÉRIEURES À ORBITOLINES

Arnaud-Vanneau [1980] avait subdivisé l'intervalle des couches inférieures à orbitolines en trois parties :

- une partie inférieure (Aila), marquée par l'absence du genre *Orbitolinopsis*,
- une partie moyenne (Ailb), caractérisée par l'apparition du genre *Orbitolinopsis* et l'abondance d'*Orbitolinopsis cuvillieri*. *Paleodictyoconus actinostoma* disparaît temporairement
- une partie supérieure (partie inférieure de Ailc), caractérisée par le maximum d'abondance de *Palorbitolina lenticularis* et d'*Orbitolinopsis buccifer*.

Nous avons utilisé ces critères en plus de certains niveaux repères (fig. 49) pour établir la corrélation de l'intervalle des CIO entre les coupes étudiées précédemment. Les niveaux repères utilisés sont :

- La limite de séquence de dépôt SbA1,
- Le premier niveau marneux à *Palorbitolina lenticularis*,
- L'avant-dernier niveau marneux à orbitolines caractérisé par la présence de coraux dans un niveau calcaire marneux intercalé dans les marnes (double niveau marneux),
- Le dernier niveau marneux à orbitolines,
- La base de la falaise calcaire à rudistes (calcaires urgoniens supérieurs).

Cette corrélation (fig. 50) montre que :

- La partie inférieure calcaire, épaisse d'environ 9 m au Nan et d'environ 12 m au Frou, est réduite uniquement à quelques cavités qui tapissent la limite de séquence SbA1 au Balcon des Écouges ;

– La partie supérieure, dominée par les marnes à orbitolines au Nan et au Frou, est au contraire dominée par des faciès calcaires et calcaires argileux à orbitolines au Balcon des Écouges.

– Les marnes sont, dans cette dernière coupe, limitées à 7 niveaux ne dépassant pas 1,5 m d'épaisseur chacun. Cette partie est épaisse d'environ 35 m au Frou, d'environ 20 m au Nan et de 25 m aux Écouges ;

– Les couches marneuses de la partie supérieure des CIO au Frou sont intercalées de calcaires marneux riches en oolites. Ces intercalations sont principalement des calcaires à rudistes avec quelques niveaux oolitiques fins au Nan et, essentiellement, des calcaires à algues vertes au Balcon des Écouges ;

– Certaines couches marneuses de la coupe du Frou ont livré des *Nannoconus* sp. Ces formes n'ont pas été trouvées dans les échantillons des deux autres coupes ;

– Le nombre des paraséquences des CIO est différent entre ces trois coupes : on compte 23 paraséquences au Frou, 17 au Nan et seulement 8 au Balcon des Écouges.

8.- COUPE DU JEBEL JEDIRI

8.1. Cadre géographique

La coupe étudiée est située à environ 40 km au sud-ouest de Kairouan en direction de Nasrallah. En passant par El Haouareb, elle se trouve sur le flanc est du Jebel Jediri situé à l'extrémité nord de l'axe N-S (fig. 51).

8.2. Cadre structural

En Tunisie centrale, la sédimentation du Jurassique supérieur a été très probablement contrôlée par le jeu de la faille bordière de l'axe N-S (annexe 11) et des failles WNW-ESE, particulièrement par l'accident de la Jeffara (Arnaud, rapport inédit).

Au Crétacé inférieur, ces failles limitent des aires subsidentes (Golfe de Gabès, région de Gafsa, sillon tunisien, etc...) et des secteurs relativement stables (par exemple l'axe N-S). À noter l'importance de l'halocinèse, surtout pendant l'intervalle Hauterivien - Aptien, dans le contrôle de la sédimentation. Le long de l'axe N-S par exemple, ce contrôle se traduit par des émergences localisées, des discordances et des réductions d'épaisseur des séries.

La phase distensive de l'Aptien supérieur a entraîné, en Tunisie centrale, le morcellement de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne en un ensemble de blocs limités par des accidents de direction NW-SE. Ce morcellement a abouti à l'individualisation d'aires fortement subsidentes et de secteurs émergés et érodés (sommets des blocs basculés).

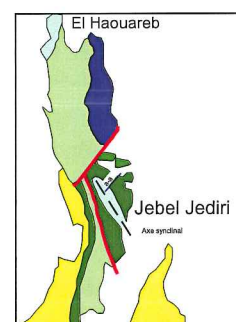
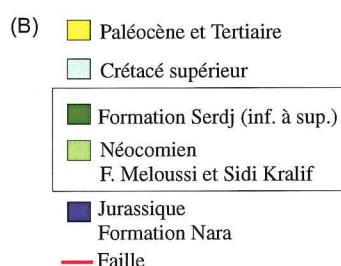
Cette phase distensive se continue pendant l'Albien moyen - Coniacien et entraîne la remobilisation d'anciennes failles et la création de bassins subsidents



FIG. 52.- Aperçu général de l'affleurement du Jebel Jediri, modifié d'après M'Rabet [1981].

(A) : vue générale sur l'affleurement avec l'aperçu de la coupe étudiée ;

(B) : schéma de localisation des affleurements du Crétacé inférieur au Jebel Jediri.



favorables à l'accumulation de la matière organique [Bismuth *et al.* 1981].

C'est dans ce contexte distensif qu'une épaisse série crétacé inférieure s'est déposée à l'emplacement du Jebel Jediri, très probablement dans un bassin à forte subsidence comme le témoigne l'épaisseur importante des séries de carbonates de plate-forme d'âge aptien dans cette zone.

8.3. Cadre stratigraphique

Avant d'entamer l'étude détaillée de la coupe de la formation Serdj au Jebel Jediri, nous commencerons par donner un bref aperçu de la série stratigraphique du Crétacé inférieur en Tunisie centrale.

Les définitions des formations, leurs localités types et leurs équivalents chronostratigraphiques sont basés principalement sur les travaux de Burollet [1956] et M'Rabet [1981].

Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur en Tunisie centrale sont successivement :

- Les formations **Sidi Khalif**, **Meloussi** et **Boudinar**,
- La formation **Bou Hedma** qui comporte deux membres qui sont, de la base vers le sommet, le membre **Mrhila** et le membre **Bou Hedma carbonaté**,
- La formation **Sidi Aïch**,
- La formation **Orbata-Serdj** et leur équivalent, la formation **Kebar**.

8.3.1. La Formation Sidi Khalif

Cette formation peut être subdivisée en deux parties :

- La partie inférieure comporte des séquences marno-calcaires à ammonites et Calpionelles,
- La partie supérieure est formée d'argiles avec, localement, des intercalations de calcaires bioclastiques.

Aussi bien la partie inférieure que la supérieure peuvent contenir des intercalations de couches argilo-silto-sableuses. Cette formation repose sur la formation Nara (jurassique) et est surmontée par la formation Meloussi.

D'après M'Rabet [1981], cette formation est diachrone :

- Sa base est datée du Tithonique inférieur jusqu'à la base du Tithonique supérieur dans le sud-sud-ouest tunisien (J. Bou Hedma et Sondage Souinia) et du Tithonique supérieur au Nord (J. Sidi Kralif).
- Son sommet appartient au Tithonique supérieur à terminal dans le Sud (J. Bou Hedma), au Berriasien moyen à supérieur dans les environs de J. Meloussi et au Berriasien terminal à partir du Jebel Sidi Kralif et plus au nord.

Dans une synthèse plus récente, Zghal [1994] a attribué à cette formation un âge berriasien moyen-avallangien basal.

8.3.2. La Formation Meloussi

Il s'agit, selon M'Rabet [1981], d'une alternance de sables blancs généralement fins, d'argiles silteuses et de dolomies rousses, gréseuses, oolitiques et/ou bioclastiques.

D'après cet auteur, et compte tenu du caractère diachrone de la formation Sidi Kralif sous-jacente, la base de la formation Meloussi est également diachrone :

- dans la région des chotts elle pourrait débiter au Tithonique,
- elle est datée du Bérriasien basal ou du Tithonique terminal à la latitude du J. Bou Hedma,
- plus au nord, à la latitude du J. Sidi Kralif, elle peut être du Valanginien inférieur ou du Berriasien terminal.

La partie supérieure de cette formation est également diachrone :

- son âge reste indéterminé dans la région de Gafsa,
- elle est datée de l'Hauterivien-Barrémien basal dans la région de Kasserine.

Zghal [1994] attribue à la formation Meloussi un âge valanginien-hauterivien inférieur déduit de celui des niveaux qui l'encadrent : à son toit le membre Mrhila daté de l'Hauterivien supérieur et à son mur le sommet de la Formation Sidi Khalif attribué au Berriasien supérieur et au Valanginien basal. Cette attribution n'est pas incompatible avec le contenu microfaunistique de cette formation.

8.3.3. La Formation Boudinar

Cette formation a été décrite par Burollet [1956] au Jebel Boudinar. Il s'agit de sables blancs à rose violacé, quartzueux, fins, moyens et surtout grossiers. Elle renferme de rares passées d'argiles silteuses. Cette formation affleure uniquement dans la région de Gafsa où elle surmonte la formation Bou Hedma. Dans la région de Kasserine il est probable qu'elle passe latéralement à la formation Meloussi.

L'âge et les équivalents latéraux de cette formation restent indéterminés pour la partie basale. Le sommet est probablement hauterivien à barrémien basal [M'Rabet, 1981].

8.3.4. La Formation Bou Hedma

– Le membre Mrhila

Il s'agit d'épaisses couches de marnes vertes, séparées par de fines intercalations de calcaires bioclastiques. Ces marnes sont coiffées par des dolomies massives, oolitiques, bioclastiques et gréseuses vers le sommet. Ce membre repose en discontinuité sur la formation Meloussi et est surmonté par les sables de la formation Sidi Aïch.

La partie inférieure de cette formation est datée par M'Rabet [1981] du Bédoulien. Son sommet correspond probablement, d'après cet auteur, à du Bédoulien *pro parte*.

Damotte *et al.* [1987], puis Zgahl [1994] attribuent à ce membre un âge hauterivien supérieur en se basant sur son contenu microfaunistique (foraminifères benthiques et ostracodes).

– Le membre Bou Hedma carbonaté

Il est composé de dolomies gris-beige laminées ou litées et bioclastiques. Ce membre est visible au J. Chambi où il s'intercale entre le dernier banc dolomitique roux à *bird's eyes* et à fentes de dessiccation de la formation Meloussi et le premier niveau sableux de la formation Sidi Aïch. Dans le sondage Douleb 1 ce membre comporte également des calcaires bioclastiques et oolitiques.

Ce membre n'est pas daté avec précision mais peut être attribué au Barrémien et, en partie, au Bédoulien [M'Rabet 1981].

La présence de foraminifères (*Ch. decipiens*, *C. hensoni*, *E. hedbergi* et *C. capuensis*) et des algues (*S. muehlbergii*, *P. fragilis*, *L. (?) danilovae*, *K. socialis* et *E. alba*) dans le membre Bou Hedma carbonaté permet de proposer un âge barrémien inférieur pour ce membre [Zgahl, 1994].

8.3.5. La Formation Sidi Aïch

Il s'agit de sables fins à très fins, blancs ou gris-beige, mais pouvant être localement grossiers et de couleur rouge à lie de vin [M'Rabet, 1981]. Ces sables peuvent, localement, contenir des passées d'argiles silteuses et de bancs carbonatés. Cette formation constitue un bon niveau repère qui s'étend depuis la région des Chotts jusqu'à celle de Kasserine. Elle repose sur la formation Bou Hedma et est surmontée par les formations carbonatées Orbata ou Serdj.

Le contenu fossilifère de cette formation ne permet pas d'avoir des éléments de datation. Cependant, par intercalation, M'Rabet *et al.* [1979b] lui ont attribué un âge bédoulien à gargasien inférieur. Au Jebel Serdj, le sommet de cette formation a été daté du Bédoulien par Tlatli [1980]. Zgahl [1994] a, par contre, attribué à cette formation un âge barrémien par encadrement.

8.3.6. La Formation Orbata

Elle correspond principalement à des dolomies et des calcaires à orbitolines, bioclastiques, localement oolitiques, et accessoirement à des grès, des marnes et du gypse.

Cette formation est subdivisée en trois membres : inférieur, moyen et supérieur.

– **Le membre inférieur** débute par des dolomies qui reposent sans aucune discordance sur les sables de la formation Sidi Aïch. Son sommet est représenté par des niveaux gypseux et/ou carbonatés laminés.

– **Le membre moyen** est caractérisé, à son sommet, par des niveaux gréseux repérables dans toute la région de Gafsa.

– **Le membre supérieur** est riche en lamellibranches dans sa partie supérieure. Il est surmonté par la première couche de lumachelle de la base de la Formation Zebbag.

Cette formation correspond d'après M'Rabet [1981] à l'intervalle Gargasien inférieur–Albien inférieur:

- Le membre inférieur est daté du Gargasien inférieur à moyen,
- Le membre moyen est d'âge gargasien moyen-supérieur à clansayésien,
- Le membre supérieur correspond, probablement, à l'Aptien terminal-Albien inférieur.

Ces datations ont été contestées par Zghal [1994] qui attribue à cette formation un âge barrémien supérieur-gargasien et exclut totalement un âge albien inférieur pour sa partie supérieure.

8.3.7. La Formation Serdj

La formation carbonatée du Serdj, qui nous intéresse dans le cadre de ce travail, a été initialement définie par Burolet [1956, p.65-66] au Jebel Serdj comme étant constituée par “ des calcaires massifs, pouvant présenter quelques intercalations gréseuses dures. Cette formation représente des dépôts récifaux ou subrécifaux et contient généralement d'abondants fossiles se rapportant à ce faciès, en particulier des rudistes, des polypiers et des foraminifères. ”

La définition de cette formation a été récemment révisée par Tlatli [1980] qui l'a subdivisée en deux formations : la formation **Hamada** et la formation **Serdj sensu stricto**. Ce dernier distingue dans la formation Serdj *sensu stricto* cinq grandes barres carbonatées séparées par quatre niveaux terrigènes.

Dans la région de Kasserine-Kairouan, la formation Serdj peut être subdivisée, lorsqu'elle est complète, en trois membres : inférieur, moyen et supérieur [M'Rabet, 1981]. Le sommet de chacun de ces membres se termine, généralement, par une discontinuité matérialisée par une surface d'émersion.

Le membre inférieur repose en discontinuité sur les sables de la formation Sidi Aïch, sauf dans le secteur de Touila-Hallouf (et Jediri) où il est discordant sur la formation Meloussi.

Les différents membres de la formation Serdj sont, généralement, surmontés en discordance par la formation Fahdene.

Cette formation a été datée du Gargasien inférieur à Clansayésien par M'Rabet [1981] :

- le membre inférieur correspond au Gargasien inférieur à moyen,
- le membre moyen correspond au Gargasien supérieur à Clansayésien *pro parte*. Sa base pourrait débiter dans la partie moyenne du Gargasien,
- le membre supérieur est attribué au Clansayésien *pro parte*.

La base discordante de la formation **Fahdene** est datée de l'Albien supérieur [Bismuth, 1973 ; M'Rabet et Dufaure, 1975 ; M'Rabet *et al.* 1979b].

Dans un travail plus récent, Zghal [1994] a contesté les datations précédentes. Elle a subdivisé la formation Serdj du sondage D1. 101 (Douleb 101) en trois membres.

– **Membre inférieur (Barrémien supérieur – Bédoulien)** composé d'alternances de calcaires à Choffatelles et orbitolinidés, de marnes, de grès et de dolomies. Ce membre riche en faune a livré des foraminifères tel que *Nautiloculina broennimanni*, *Choffatella decipiens*, *Everticyclammina hedbergi*, *Reophax* (?) *giganteus*, *Sabaudia minuta* et *Palorbitolina lenticularis*, des algues, des rudistes, des échinodermes et des annélides.

– **Membre moyen (Bédoulien – Gargasien)** constitué par des dolosparites et des dolomicrosparites très riches en fantômes d'orbitolinidés. La dolomitisation très poussée de ce membre ne permet pas de distinguer la structure originelle des tests d'organismes.

– **Membre supérieur (Gargasien)** représenté par une série à dominance calcaire dans laquelle les niveaux dolomitiques, argilo-marneux et gréseux sont rares. Ce membre a livré des *Orbitolinopsis* (*O. cuvillieri*, *O. briacensis*), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana*, *O. (M) minuta*, *Cuneolina campausaurii*, *Cuneolina laurentii*, *Sabaudia minuta*, *Charentia cuvillieri*, *Nautiloculina broennimanni*, *Everticyclammina hedbergi*, des *Ophtalmidiidae*, des miliolidés et des débris d'ostracodes, d'échinodermes et d'annélides.

8.3.8. La formation Kebar

Il s'agit d'une série continentale subdivisée en deux parties :

- la partie inférieure est formée de conglomérats, d'argiles rouges, de calcaires bioclastiques et de dolomies,
- la partie supérieure est formée d'argiles rouges et de sables bariolés, fins à grossiers et contenant des paléols.

Cette formation surmonte en discontinuité le membre inférieur de la formation Orbata et est recouverte en discordance par la formation Zebbag. M'Rabet [1994] a attribué par encadrement la formation Kebar à l'intervalle Gargasien supérieur-Albien inférieur : le membre inférieur de cette formation serait d'âge gargasien inférieur alors que la base de la formation Zebbag sus-jacente est datée de l'Albien supérieur.

Dans le cadre de ce travail nous nous sommes intéressés à l'étude de la formation Serdj dans la coupe du Jebel Jediri, principalement à la partie inférieure de la coupe (membres inférieur et moyen). Le contenu fossilifère de cette partie de la formation Serdj décrit tant par Masse et Gharbi [1984] dans cette même coupe du Jediri qu'ailleurs par plusieurs auteurs, notamment Zghal [1994] dans le sondage D1.101, rappelle les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins

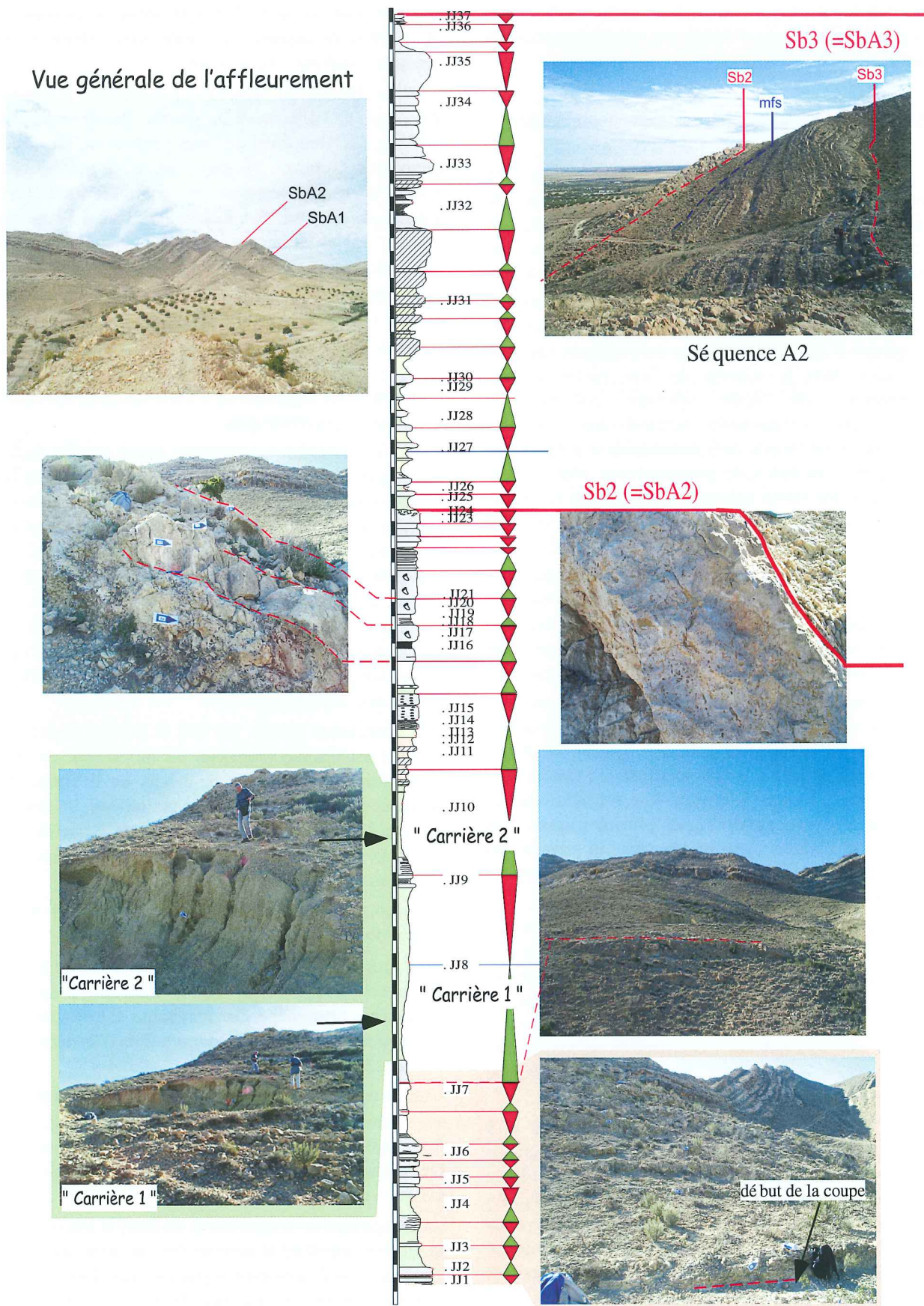


FIG. 53.- Organisation générale des faciès et principales discontinuités dans la coupe du Jebel Jediri.

septentrionaux. Nous avons alors voulu vérifier cette hypothèse pour tenter d'établir une corrélation entre ces deux domaines.

8.4. Description de la coupe et analyse séquentielle

La coupe de la partie inférieure de la formation Serdj au Jebel Jediri (fig. 52) est épaisse d'environ 95 m. Elle est formée par une alternance de niveaux calcaires, calcaires marneux, marnes et dolomies. De bas en haut, elle montre la succession de faciès suivante (fig. 53) :

– JJ1 à JJ7 (~ 15 m) : alternances de niveaux calcaires marneux (dolomitiques par endroits) riches en fragments d'algues et de marnes dolomitiques verdâtres à quartz. Vers le sommet de cette partie on note l'apparition de faciès calcaires oolitiques et bioclastiques à fragments centimétriques d'huîtres. Cette partie est formée de 8 paraséquences d'épaisseurs métriques. Les bases de paraséquences sont caractérisées par des faciès calcaires dolomitiques et les *mfs* relatives sont marquées par l'arrivée des faciès marneux relativement dolomitisés à éléments détritiques.

– JJ7 à JJ10 (22 m) : ensemble très épais de marnes à *Choffatella decipiens* et nombreux fantômes d'orbitolinidés. Les lavages réalisés dans ces marnes montrent l'abondance des orbitolinidés et principalement des formes plates (principalement *Palorbitolina lenticularis*).

Cet ensemble est composé de deux grands niveaux marneux (carrière 1 et carrière 2) séparés par un niveau d'environ 2 m d'épaisseur de micrite blanche très fine et très propre à patine beige relativement dolomitisée surtout dans sa partie inférieure. Elle est subdivisée en deux paraséquences cycliques plurimétriques. Les limites de paraséquences se trouvent au niveau des calcaires dolomitiques et les *mfs* relatives dans les marnes à orbitolines.

– JJ10 à JJ17 (~ 12 m) : cet ensemble est formé à la base par une alternance de niveaux calcaires marneux dolomitiques et de marnes entièrement dolomitisées évoluant vers le haut à des *grainstones* oolitiques à nombreux fragments d'huîtres, puis vers le sommet à des *grainstones* à rudistes. Cet ensemble est constitué de 4 paraséquences cycliques dont l'épaisseur diminue progressivement de la base vers le sommet.

– JJ17 à JJ24 (9 m) : *grainstones* à rudistes et à fragments de coraux. Cette partie forme une grande barre calcaire très bien marquée en affleurement. Elle se termine par un banc calcaire à nombreux polypiers branchus parfois dissous avec un remplissage de *grainstones* à débris d'organismes, de marnes à orbitolines ou de marnes vertes. Il s'agit de cavités épikarstiques témoignant d'une émergence. Ce banc, d'environ 1 m d'épaisseur, se termine par une surface très érosive. Cette surface correspond, donc, à une limite de séquence de dépôt notée **Sb2**.

Cette partie est composée de 6 paraséquences. Les trois premières, à la base, épaisses d'environ 2 m

chacune, sont cycliques. Les trois dernières, en dessous de la limite de séquence de dépôt, sont rythmiques et épaisses d'environ 1 m chacune.

– JJ25 à JJ30 (10 m) : ensemble à dominance marneuse formé par une alternance de marnes grumeleuses gris verdâtre à orbitolines et de bancs plus calcaire à aspect grumeleux et riches en gastéropodes, échinodermes, huîtres avec quelques passages oolitiques surtout au sommet de cet ensemble. Les lavages réalisés dans ces marnes montrent une très forte abondance des orbitolines, particulièrement de *Palorbitolina lenticularis*, ce qui rappelle les couches supérieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux.

– JJ30 à JJ32 (~ 13 m) : faciès bioclastiques à nombreux fragments d'échinodermes et à ciment dolomitique. Cette partie est organisée en 6 paraséquences cycliques d'épaisseurs plurimétriques.

– JJ32 à JJ37 (15 m) : ensemble formé par des faciès micritiques à nombreux miliolidés et rudistes (faciès de lagon confiné). Cet ensemble forme une barre calcaire massive dont le sommet est marqué par une surface structurale qui forme un replat dans la topographie. La limite de séquence de dépôt Sb3 se situe environ deux mètres au-dessus de cette surface. Cette limite de séquence est aussi marquée par des épikarsts à remplissages variés, principalement marneux. Il s'agit d'une limite émergitive moins bien visible en affleurement que la précédente.

La séquence limitée par Sb2 à la base et Sb3 au sommet est épaisse d'environ 38 m. Sa *mfs* est très probablement située juste au-dessus de la limite de séquence Sb2, dans les marnes à orbitolines. Au-dessus de cette limite on note la disparition de *Palorbitolina lenticularis* et l'apparition du genre *Mesorbitolina* marquant la fin de l'Aptien inférieur.

Ainsi, au Jebel Jediri, cette partie inférieure du Serdj est-elle formée de deux séquences de dépôt :

– La première séquence est limitée au sommet par la limite émergitive Sb2. Sa limite inférieure n'est pas visible dans cette coupe. Son maximum de transgression serait au niveau des marnes à orbitolines (Carrière 1 ou Carrière 2),

– La deuxième séquence est limitée à la base par Sb2 et au sommet par Sb3 (deux limites émergitives). Son maximum de transgression est situé juste au-dessus de la limite basale de la séquence de dépôt, au niveau des marnes à orbitolines.

L'organisation de cette partie du Serdj et son contenu fossilifère rappellent le sommet des calcaires urgoniens dans les massifs subalpins septentrionaux. Les niveaux marneux à orbitolines à la base de la coupe seraient très probablement un équivalent des couches inférieures à orbitolines. Les niveaux calcaires à rudistes sus-jacents correspondraient aux calcaires urgoniens supérieurs limités au sommet par la limite de séquence SbA2 qui serait l'équivalent de la limite Sb2 du J. Jediri.

Les marnes à orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*) située au-dessus de la limite Sb2 seraient alors l'équivalent des couches supérieures à orbitolines. La limite de séquence de dépôt Sb3 serait, ainsi, l'équivalent de la limite SbA3 des environs de Grenoble.

9.- COUPE D'ORGANYA

9.1. Cadre géographique

La coupe d'Organya est située dans la partie occidentale du bassin d'Organya. Ce bassin se situe dans la haute vallée du Rio Sègre, à 20 km au sud d'Andorre, et fait partie des Serres Intérieures situées dans la partie centrale des Pré-Pyrénées (région d'Alt Urgel : feuille d'Organya numéro 253, carte topographique au 500 000^e).

La coupe d'Organya se trouve dans la vallée est-ouest de la Serra de Sant Joan creusée par le Rio Cabo (affluent du Rio Sègre).

9.2. Cadre structural

Le bassin d'Organya est situé dans l'unité chevauchante de Boixols (Munos *et al.*, 1984). Cette unité représente la partie supérieure charriée de l'unité centrale sud-pyrénéenne (Séguret, 1972) du versant sud des Pyrénées.

Dans le bassin d'Organya, la sédimentation du Crétacé inférieur a été contrôlée par des paléofailles

extensives lors du rifting entre les plaques Ibérique et Européenne au Crétacé inférieur, créant ainsi un bassin local fortement subsident (fig. 54) [Bernaus, 1998]. La structure actuelle de la nappe de charriage de Boixols est interprétée comme le résultat de l'inversion pendant la compression alpine des structures extensives formées pendant le Crétacé inférieur [Berastégui *et al.*, 1990].

Deux hypothèses existent pour expliquer l'épaississement très important de la série du Crétacé inférieur et les changements latéraux de faciès depuis les marnes de bassin vers les carbonates de plate-forme, selon une direction nord-sud dans ce bassin :

– La première explique le dépôt de cette plate-forme par l'existence d'un paléofaillle extensive à regard sud située dans la marge nord du bassin, qui serait responsable de l'importante subsidence à l'origine du dépôt de plus de 2000 m de carbonates de plate-forme d'âge berriasien-barrémien [Berastégui *et al.*, 1990 ; Bond et McClay, 1995] ;

– La deuxième explique l'énorme accumulation de ces carbonates par le jeu d'une faille d'extension située à quelques kilomètres de profondeur dans le socle et qui aurait généré un bassin d'extension sur une rampe au cours du Berriasien-Barrémien [in Bernaus, 1998].

9.3. Cadre stratigraphique

En 1976, Peybernès a étudié en détail le Crétacé inférieur du bassin d'Organya et l'a subdivisé en deux ensembles.

– Premier ensemble (Néocomien) constitué par les niveaux suivants :

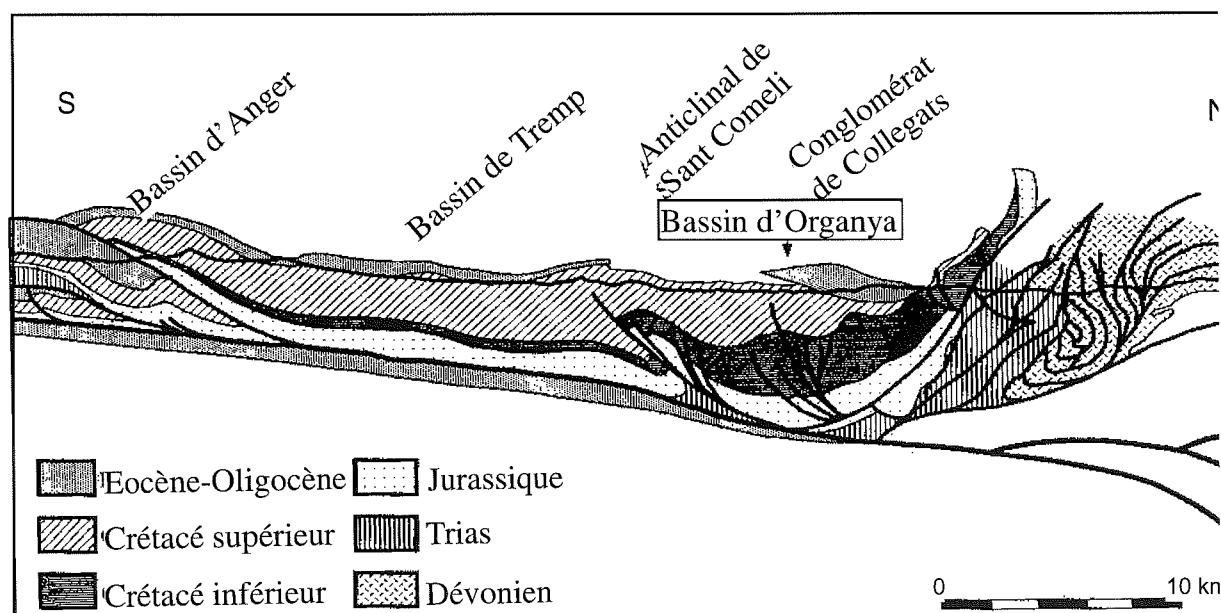


FIG. 54.- Situation du Bassin d'Organya dans la nappe de charriage de Boixols d'après le profil ECORS (modifié par Bernaus, 1998, à partir de Berastégui *et al.*, 1993).

- Brèche de la limite inférieure du Crétacé,
- N1 formé par :
 - N1a : calcaire à calpionelles et oncolites,
 - N1b : marnes à *Pseudosubplanites*,
 - N1c : calcaires à trocholines et algues dacycladacées,
- N2 : calcaires à lignites
- N3 : calcaires à bryozoaires.

Ce premier ensemble est subdivisé en deux mégaséquences : la première, comprenant les niveaux N1 et N2, est régressive et la seconde (N3) est transgressive. Il se termine par une période de non dépôt correspondant à l'Hauterivien.

– Deuxième ensemble (Barrémien-Aptien) formé par les niveaux suivants :

- U1 : calcaire urgo-barrémien,
- U2 : calcaire à annélides,
- M1 : marnes à *Deshayesites*,
- M1/M2 : marnes de la vallée de Cabo,
- U2/M2-3 : calcaires sableux et marnes de Sanyus.

Plus récemment, Bernaus [1998] a subdivisé le Crétacé inférieur du bassin d'Organya en six séquences de dépôt :

– **Séquence OR-0** dominée par des arrivées de matériel détritique. Cette séquence est attribuée au Valanginien en raison de la présence de *Zergabriella embergeri*, *Valdanchella miliani* et *Pfenderina neocomiensis*.

– **Séquence OR-1** caractérisée par des faciès de haute énergie, principalement des *grainstones* oolitiques. Elle renferme *Cribellopsis neolongata*, espèce connue uniquement à partir du Barrémien supérieur. Cette espèce est associée à *Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis*, *Paracoskinolina maynci*, *Praereticulinella cuvillieri*, *Eclusia decastroi* et *Pfenderina globosa*.

– **Séquence OR-2** dominée par des faciès de plate-forme à orbitolinidés et rudistes. Elle renferme une riche faune d'orbitolinidés et en particulier l'association *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Valserina* sp., *Eygalerina* sp., *Eopalorbitolina charollaisi*, *Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis*, *Paracoskinolina maynci*, *Paracoskinolina hispanica*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Cribellopsis neolongata* et *Palorbitolina lenticularis*. Cette association indique un âge Barrémien supérieur [Arnaud-Vanneau, 1992].

– **Séquence OR-3** dominée, comme pour la séquence précédente, par des faciès de plate-forme à orbitolinidés et rudistes avec des faciès supralittoraux d'eaux douces à charophytes à la base. Cette séquence renferme *Neotrocholina friburgensis*, espèce qui ne dépasse pas le Barrémien supérieur.

– **Séquence OR-4** très particulière car elle est constituée de trois types d'environnements de dépôt différents :

- des environnements supralittoraux à charophytes à la base,

- des environnements anoxiques représentés par des faciès hémipélagiques à foraminifères planctoniques dans la partie intermédiaire,
- des environnements de plate-forme infralittorale déconfinée à rudistes et coraux au sommet.

Elle renferme *Palorbitolina lenticularis* et *Hedbergella sigali*, ce qui caractérise probablement la zone à *Globigerinelloides blowi* du Barrémien supérieur-Aptien inférieur. Cependant, la présence du rudiste *Pachytraga paradoxa* permet d'attribuer à cette séquence un âge aptien inférieur par comparaison avec les coupes de La Clape et des Corbières dans les Pyrénées orientales [Masse, 1995].

– **Séquence OR-5** débutant par des faciès anoxiques hémipélagiques et se poursuivant par des faciès hémipélagiques normalement oxygénés, puis par des faciès pélagiques.

Dans le cadre de ce projet de recherche, nous nous sommes intéressés à la séquence OR-4 et particulièrement à l'intervalle anoxique. Nous avons relevé la coupe d'Organya et nous y avons effectué une étude séquentielle détaillée tout en échantillonnant plus en détail l'intervalle anoxique.

En raison de son contenu fossilifère et de son âge, cette séquence serait un équivalent de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins. Elle serait donc déposée ici dans un bassin restreint fortement subsident et favorable à l'accumulation et à la préservation de la matière organique.

Le but de cette étude est d'arriver à caractériser cet événement anoxique par les isotopes stables de l'oxygène et du carbone et d'essayer de trouver des arguments pour savoir s'il est possible de le corréliser avec les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins.

9.4. Description de la coupe et analyse séquentielle

La séquence OR-4 (fig. 55) est formée par :

– 35 m de calcaires à charophytes interprétés comme constituant le prisme de bas niveau de la séquence de dépôt. Cette partie n'a pas été étudiée dans le cadre de ce travail ;

– Une brèche de 20 cm d'épaisseur qui marque la limite entre le prisme de bas niveau et l'intervalle transgressif. Elle correspondrait à une surface remarquable de transgression ;

– Environ 9 m de calcaires fins à annélides surmontés par une zone de non visibilité estimée à environ 10 m d'épaisseur. Cette partie représente l'intervalle transgressif de la séquence OR-4 ;

– Les premiers calcaires laminés arrivent juste après cette zone de non visibilité. Il s'agit de calcaires très finement laminés de couleur noire à gris foncé, très riches en foraminifères planctoniques. Ce niveau le plus riche en faune correspondrait à la *mfs* de la séquence de dépôt. C'est à partir de ce niveau qu'on note un

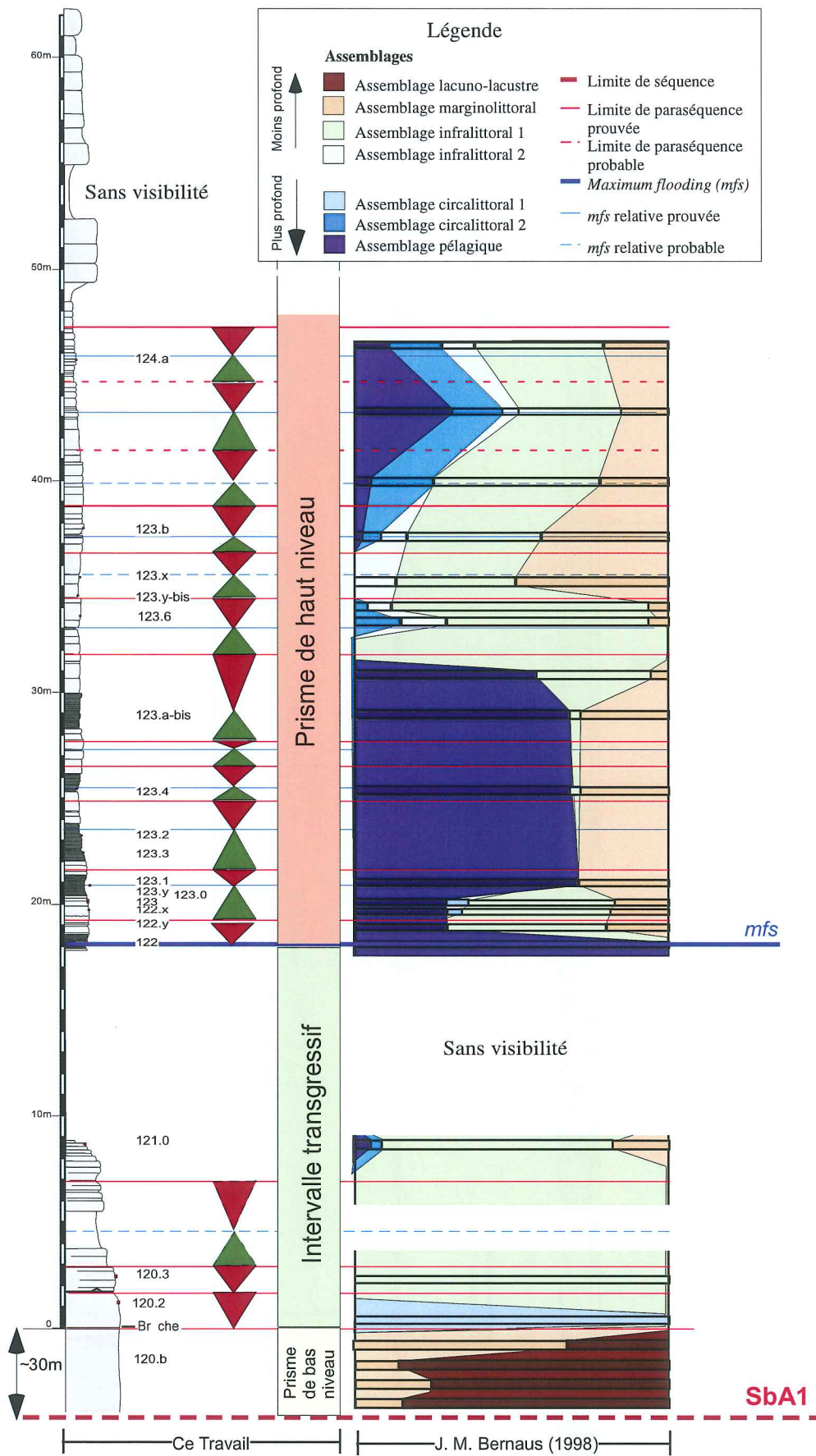


FIG. 55.- Diagramme d'évolution des assemblages de faunes [d'après Bernaus, 1998] et analyse séquentielle de la séquence OR-4 dans la coupe d'Organya.

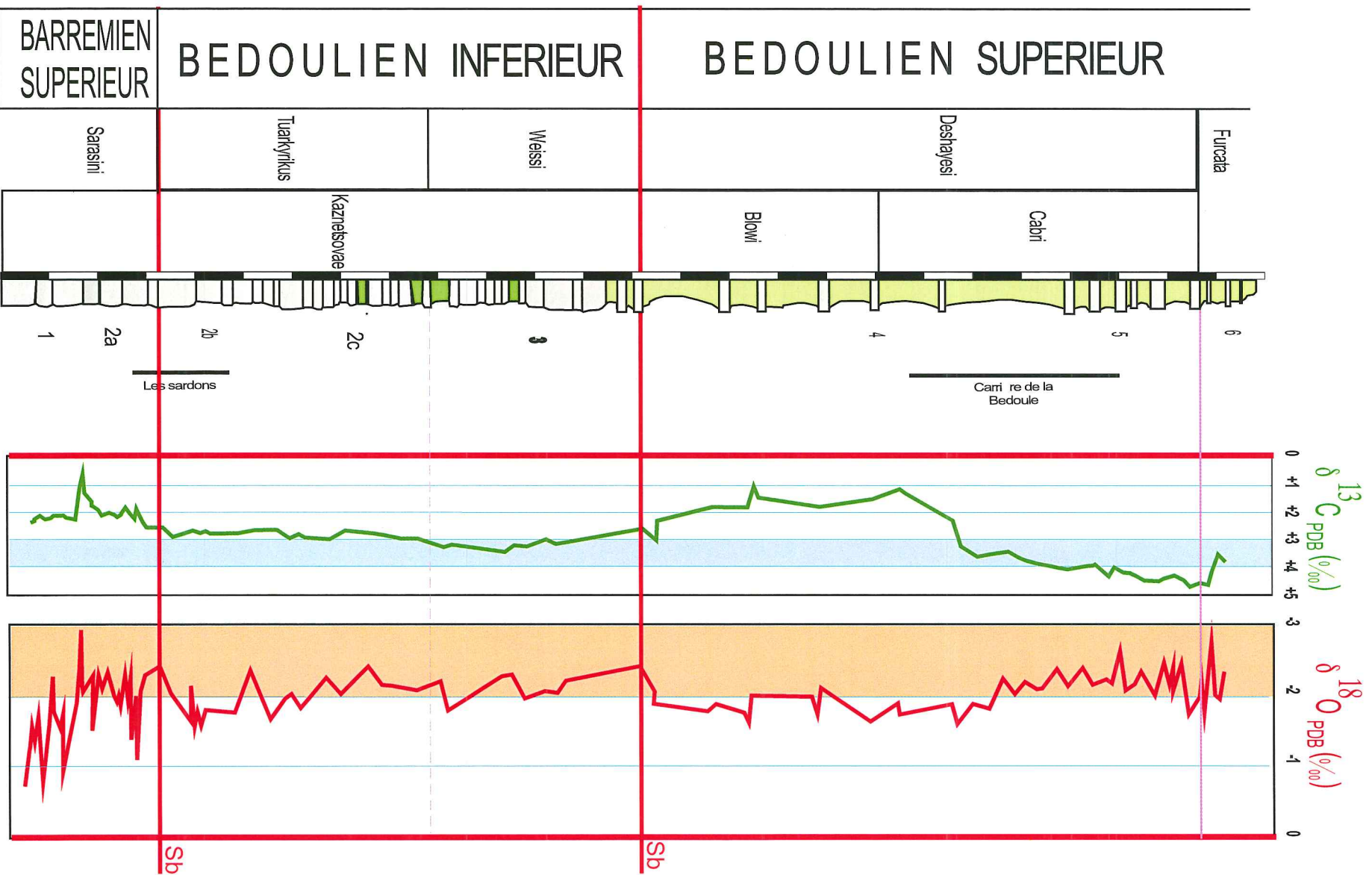


Fig. 56.- Évolution des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la coupe stratotypique du Bédoulien à Cassis - La Bédoule, d'après Kuhnert *et al.* [1998].

enrichissement des calcaires en matière organique marquant le début de l'intervalle anoxique ;

– Les bancs sus-jacents, faisant partie du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt, sont aussi formés de lamines riches en foraminifères planctoniques. La macrofaune se résume à quelques annélides et de rares bivalves à test épais. Progressivement, en montant dans la série, les lamines deviennent plus épaisses et sont de moins en moins riches en matière organique. Les spicules de spongiaires, de plus en plus abondants, témoignent d'une oxygénation progressivement de plus en plus importante du milieu de dépôt. L'intervalle anoxique est épais d'environ 10 à 11 m ;

– La partie supérieure du prisme de haut niveau de la séquence OR-4 est formée de calcaire de plate-forme à rudistes, coraux et foraminifères benthiques.

9.5. L'intervalle anoxique

En domaine de plate-forme, où les fonds sont peu profonds et normalement oxygénés, la matière organique est facilement oxydée ou absorbée par les organismes benthiques. Pour préserver cette matière organique il faut imaginer que le fond ait été privé d'oxygène suffisamment longtemps (conditions anoxiques ou disoxiques) pour permettre l'enfouissement de cette matière et donc sa préservation.

Dans la coupe d'Organya, l'intervalle anoxique est associé au maximum d'abondance des foraminifères planctoniques, ce qui traduit un environnement de dépôt marin plus profond. La matière organique s'est déposée dans des sédiments très fins avec une porosité et une perméabilité très faible ce qui limite les contacts probables avec les oxydants et favorise la préservation de cette matière organique.

L'analyse d'échantillons de cet intervalle anoxique par F. Baudin (Département de géologie Sédimentaire du CNRS de Paris) montre que tous ces échantillons ont subi une diagenèse thermique assez évoluée (température de pyrolyse Rock-Eval estimée à plus de 560°C). L'origine de cette matière organique est de ce fait difficile à déterminer [Bernaus, 1998].

Dans cet intervalle anoxique de la séquence OR-4, les niveaux les plus riches en matière organique correspondent à l'échantillon 122 (carbone Organique Total (TOC) : 1,48 %) alors que dans la séquence OR-5 sus-jacente, on a trouvé 2,82 % de TOC dans un échantillon de l'intervalle anoxique.

10.– LES ISOTOPES STABLES DE L'OXYGÈNE ET DU CARBONE ET LE PROBLÈME DE LA DATATION DES COUCHES INFÉRIEURES À ORBITOLINES

Comme nous l'avons signalé précédemment, l'âge exact des couches inférieures à orbitolines reste sujet à de nombreuses controverses. Deux écoles principales se confrontent : pour les uns [Arnaud-Vanneau *et al.*,

1976 ; Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud, 1981 ; Viéban, 1984 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991 ; Arnaud *et al.*, 1993 ; Hunt et Tucker, 1993 ; Wermeille, 1996] ces couches inférieures à orbitolines seraient d'âge aptien inférieur (Bédoulien) ; pour d'autres [Clavel *et al.*, 1987 ; Busnardo *et al.*, 1991 ; Clavel *et al.*, 1994 et 1995 ; Trabold, 1996] elle dateraient du Barrémien supérieur dans les massifs subalpins.

Bien que nous contestons la validité de la datation de ces derniers, qui n'a jamais été prouvée par ammonite ni par aucun autre argument de datation fiable, nous avons essayé de trouver d'autres arguments nouveaux pour dater ces couches.

Les courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées par Kuhnt *et al.* [1998] au niveau de la coupe stratotypique du Bédoulien dans la localité de Cassis-La Bédoule.

Nous avons, donc, réalisé les analyses des isotopes stables ($^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$) pour les comparer à celles du stratotype du Bédoulien.

10.1. Commentaires sur les courbes isotopiques de la coupe stratotypique du Bédoulien

D'après les courbes des isotopes stables du carbone et de l'oxygène de la coupe de Cassis-La Bédoule (fig. 56) nous constatons que :

Pour $\delta^{18}\text{O}$ (PDB), les valeurs fluctuent entre -0,75 et -2,64 ‰ pour l'ensemble de la coupe sauf pour une valeur relativement plus négative (à -2,94 ‰) correspondant au banc n° 45 dessinant ainsi un pic négatif au niveau de cette courbe. Ce pic est en dessous de la limite Barrémien supérieur – Bédoulien,

Pour $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) : dans la partie terminale du Barrémien supérieur, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) varient globalement entre 1,5 et 2,4 ‰ sauf au niveau du banc 45 où on observe un pic négatif significatif à 0,6 ‰. Dans cette partie de la coupe, des niveaux de *black shales* ont été identifiés, mais ne montrent pas de variations significatives de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) par rapport au reste des mesures faites au niveau de la micrite. On peut donc en conclure que le signal $\delta^{13}\text{C}$ reflète bien une signature d'eau de mer et non pas un signal diagénétique [Kuhnt *et al.*, 1998].

Excursion positive à la limite Barrémien supérieur-Bédoulien : une excursion positive d'environ 1 ‰ de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ est observée au niveau de la limite inférieure de la zone à *Tuarkyriscus*. Cette excursion commence à environ 1 m en dessous de la limite Barrémien supérieur-Bédoulien [Kuhnt *et al.*, 1998]. Toute la partie inférieure du Bédoulien est caractérisée par des valeurs proche de 3 ‰.

Excursion négative du Bédoulien supérieur : dans la partie supérieure du Bédoulien, s'observe une excursion négative d'environ 2 ‰ de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ (PDB). Cette

excursion négative ne s'observe pas dans le bassin vocontien, dans les Alpes du sud et dans le bassin d'Ombrie (Italie) mais s'observe dans la partie supérieure du Bédoulien d'Oman, dans les marnes de Hawar à proximité de la limite Kharāib-Shuaiba [Vahrenkamp, 1996]. Le début de ce *shift* semble correspondre à la limite Bédoulien inférieur-Bédoulien supérieur (Masse, rapport inédit). L'absence d'enregistrement de ce signal dans certains bassins autour de la Méditerranée est très probablement dû à un hiatus de cette partie du Bédoulien fréquemment observé dans cette région [Kuhnt *et al.*, 1998]. Dans le bassin vocontien, un tel hiatus est observé au niveau de la limite des zones à Weissi-Deshayesi [Delanoy, 1996]. Des valeurs inférieures à 2, sauf au niveau du banc 45 où on observe un pic négatif significatif à 0,6 ‰, sont enregistrées dans la zone à Deshayesi.

Excursion positive du Bédoulien supérieur. Une deuxième excursion d'environ 2,5 ‰ de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ est observée dans la partie supérieure de la zone à *G. blowi* (foraminifère planctonique) et se continue dans la zone à *S. cabri*. Le début de ce pic coïncide parfaitement avec la limite entre ces deux zones. Dans cette partie supérieure du Bédoulien, des valeurs de plus de 4 ‰ de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ sont enregistrées dans toute la partie supérieure de la sous-zone à Hambrovi et toute la sous-zone à Grandis (zonation d'ammonite de Moullade *et al.* 1998). Un pic négatif coïncide, au sommet du Bédoulien, avec la limite inférieure de la zone à Furcata.

10.2. Comparaison avec les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan

Nous avons réalisé les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans tout l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan (annexe 13) et dans la partie supérieure de la séquence BA5 sous-jacente. Les résultats de ces analyses sont présentés dans la figure 57.

Sur cette figure sont corrélées les courbes des isotopes stables du carbone et de l'oxygène entre la coupe des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan et la coupe de la Bédoule.

On note, d'après cette figure, la parfaite corrélation entre la partie inférieure de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ de la Bédoule et celle du Nan. Les deux courbes dessinent les mêmes évolutions avec des valeurs très proches.

Le pic négatif de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ dans le Barrémien supérieur (banc 45) est bien marqué au Nan au sommet du cortège de haut niveau de la séquence BA5.

La limite de séquence SbA1 au Nan est cachée sous un couvert végétal. On note, au-dessus de cette limite de séquence de dépôt, une excursion positive de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ vers des valeurs de l'ordre de 3‰ comme on peut le voir sur la courbe de la Bédoule.

Les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ dessinent, aussi, des évolutions très similaires. On retrouve le pic négatif du banc 45 de la Bédoule au niveau de la courbe du Nan. Toutefois, les deux courbes sont décalées systématiquement l'une par rapport à l'autre de 2 à 3 ‰. Ce décalage peut être tout simplement interprété comme étant un signal diagénétique différent entre les deux coupes.

D'après cette corrélation, il semble évident que les couches inférieures à orbitolines du Nan sont entièrement corrélables avec une partie du Bédoulien inférieur de la coupe stratotypique de la Bédoule. Il est difficile au Nan de préciser la localisation exacte de la limite de séquence SbA1 cachée sous le couvert végétal, mais c'est à partir de ce niveau qu'on note une inflexion des courbes $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Il est alors très probable que cette limite SbA1 soit, à l'image de la coupe de la Bédoule, proche de la limite Barrémien supérieur-Bédoulien inférieur.

10.3. Comparaison avec la coupe du Jebel Jediri en Tunisie centrale

Nous avons réalisé des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone de 15 échantillons de la formation Serdj au Jebel Jediri (annexe 15). Les échantillons analysés ont été prélevés tout le long de la coupe depuis la base jusqu'à la limite de séquence SbA3.

À la base de cette coupe (fig. 58), deux échantillons donnent des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$. Ces échantillons ont été prélevés dans les niveaux calcaires et calcaires marneux à matrice dolomitique. Ces niveaux montrent, aussi, des valeurs très négatives de $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$ (entre - 4 et - 5 ‰). Cela peut être interprété comme une influence météorique importante dans ces niveaux. Le signal enregistré serait un signal diagénétique.

Les niveaux marneux à orbitolines sus-jacents sont caractérisés par une excursion positive vers des valeurs entre 2 et 3 ‰ de la courbe $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$. Ces niveaux correspondent, aussi, à une excursion positive de la courbe $\delta^{18}\text{O}$.

Aux environs de la limite de séquence Sb 2 (=SbA2) on note une inversion de la tendance et une excursion négative des courbes $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$. Cette excursion débute à environ 5 m en dessous de cette limite dans des faciès dolomitiques qui semblent être toujours associés à des valeurs relativement faibles de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

Juste au-dessus de la limite de séquence de dépôt Sb2 (=SbA2), les couches marneuses à orbitolines (couches supérieures à orbitolines) montrent des valeurs relativement élevées de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ (entre 3 et 4 ‰) et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$ (entre -2 et -1 ‰).

Au-dessus de ces marnes, les calcaires dolomitiques montrent, à nouveau, des valeurs relativement faibles de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ jusqu'à la limite de séquence SbA3.

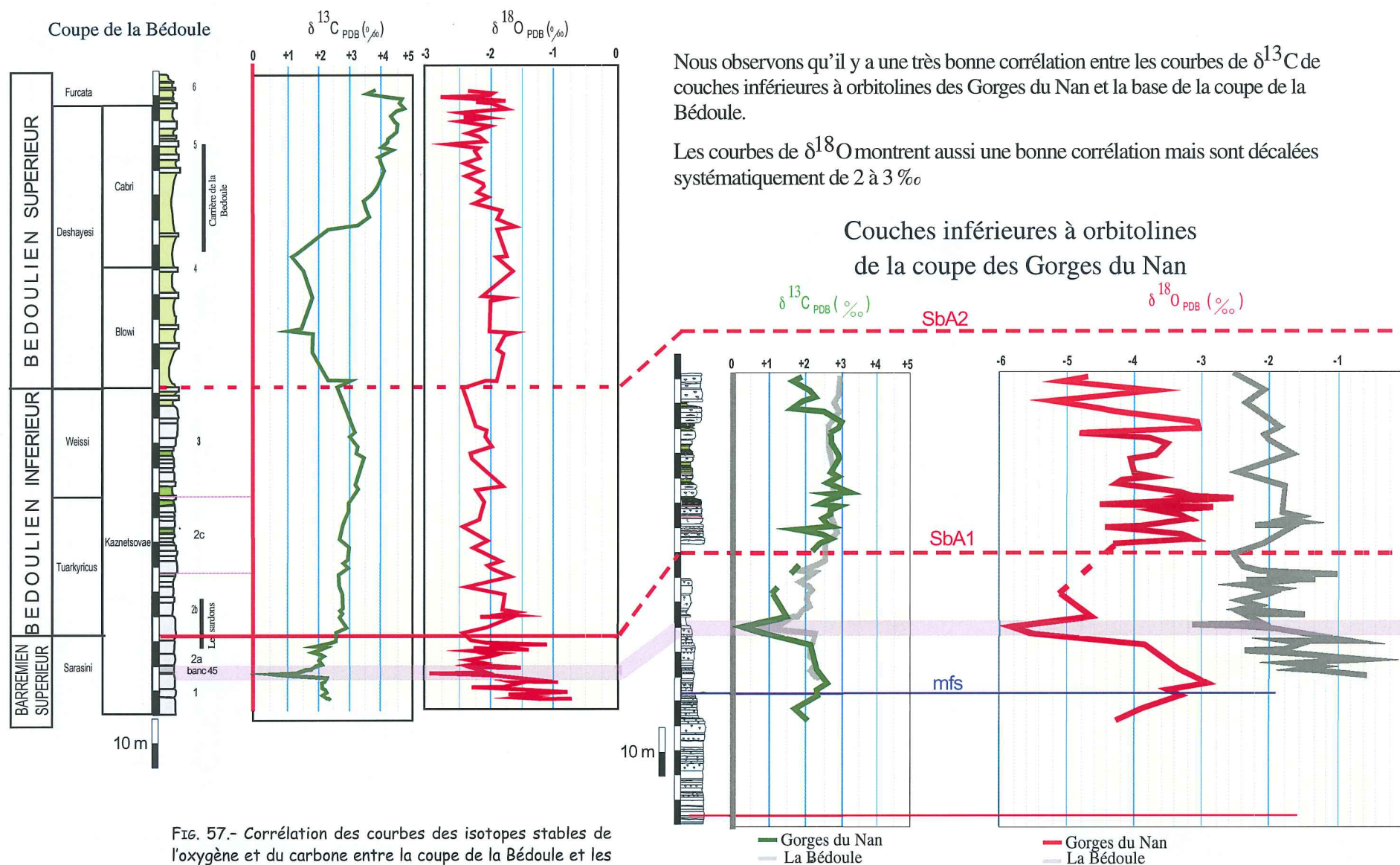


FIG. 57.- Corrélation des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone entre la coupe de la Bédoule et les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.

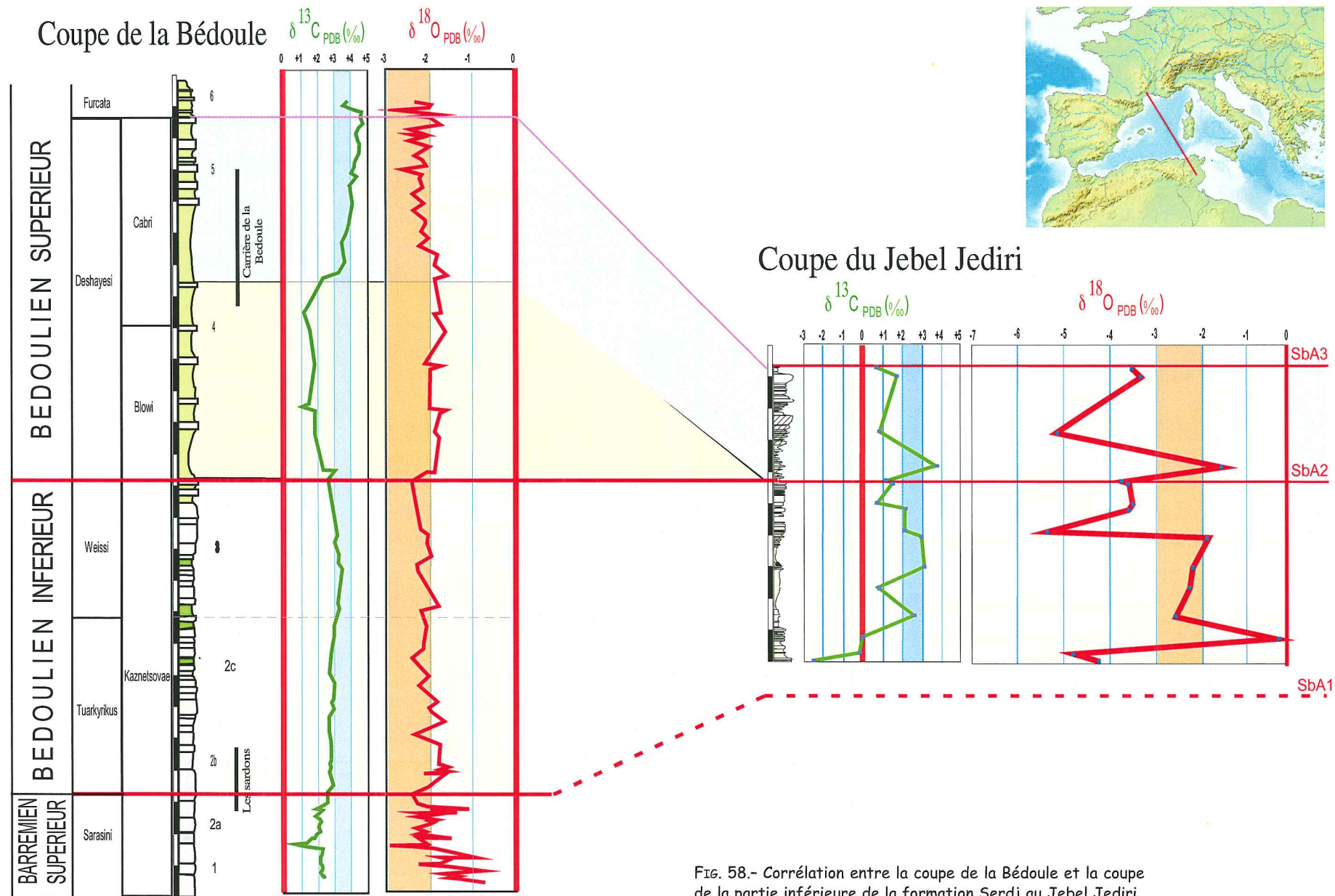


FIG. 58.- Corrélation entre la coupe de la Bédoule et la coupe de la partie inférieure de la formation Serdj au Jebel Jediri.

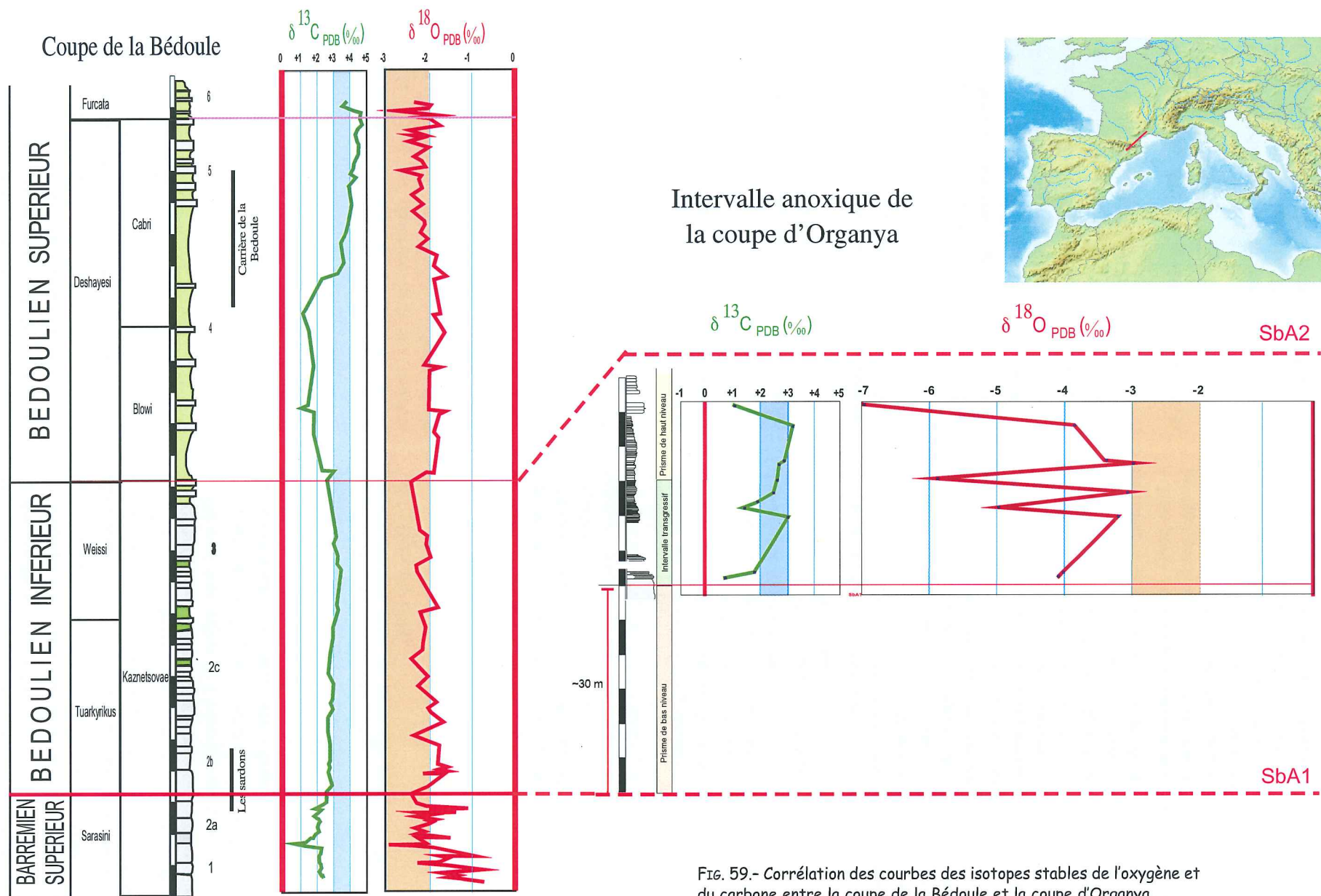


FIG. 59.- Corrélation des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone entre la coupe de la Bédoule et la coupe d'Organya.

En comparaison avec la coupe de la Bédoule, la partie inférieure de la coupe du Jebel Jediri montre une courbe $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ avec des évolutions très similaires à celles du Bédoulien inférieur dans la coupe de la Bédoule. L'excursion positive à environ 3 ‰ est bien marquée dans cette partie inférieure de la coupe et correspond aux couches inférieures à orbitolines. La limite de séquence Sb1 (=SbA1) n'est pas visible à la base de la coupe.

La limite de séquence Sb2 (=SbA2) au J. Jediri correspond à une excursion négative de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, qui peut être corrélée avec la limite Bédoulien inférieur-Bédoulien supérieur de la coupe de la Bédoule. C'est à partir de cette limite de séquence SbA2 qu'on note une différence fondamentale entre les deux coupes : au J. Jediri, l'importante excursion positive (vers des valeurs proches de 4 ‰) est observée dans les couches marneuses à orbitolines directement au dessus de la limite de séquence. Dans la coupe de la Bédoule, l'excursion négative de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ se continue sur plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la limite Bédoulien inférieur-Bédoulien supérieur. Toute cette partie correspondant à des valeurs relativement faibles de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ est absente au Jebel Jediri. Il semble qu'un important hiatus accompagne la limite de séquence SbA2 au J. Jediri. L'existence de ce hiatus est attesté par d'autres arguments :

- la limite SbA2 au Jebel Jediri est une limite très érosive soulignée par des cavités épikarstiques témoins d'une émergence,
- cette limite de séquence est directement surmontée par des marnes à orbitolines accompagnant le maximum de transgression de la séquence A2,
- cette dernière séquence de dépôt est peu épaisse (environ 38 m seulement) comparée à la première séquence du Bédoulien supérieur de la coupe de la Bédoule.

Pour résumer on peut dire que :

- les couches marneuses à orbitolines de la base de la coupe du Jebel Jediri seraient d'âge Bédoulien inférieur,
- la limite de séquence SbA2 correspond à la limite Bédoulien Inférieur-Bédoulien supérieur,
- la séquence A2 serait d'âge Bédoulien supérieur,
- un important hiatus accompagne l'émergence au niveau de la limite de séquence de dépôt SbA2.

10.4. Comparaison avec l'intervalle anoxique de la coupe d'Organya (Espagne)

Dix échantillons ont été analysés dans la coupe d'Organya en Espagne (annexe 15). Deux de ces échantillons ont été prélevés dans les calcaires à annélides en dessous de l'intervalle anoxique, sept dans les calcaires lités anoxiques et un dans un niveau calcaire à rudistes relativement dolomitisé au dessus de

cet intervalle. Les résultats de ces analyses sont représentés dans la figure 59.

D'après cette figure, on note que les calcaires à annélides sont caractérisés par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ inférieures à 2 ‰. Les calcaires dolomitiques montrent, encore une fois, des valeurs relativement faibles de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ témoignant de l'influence du signal diagénétique.

Un seul échantillon de l'intervalle anoxique donne une valeur de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ inférieure à 2 ‰. Tous les autres échantillons montrent des valeurs proches de 3 ‰. Par comparaison avec la coupe de la Bédoule, cet intervalle correspondrait à une partie du Bédoulien inférieur, ce qui confirme l'attribution d'un âge aptien inférieur par la faune (foraminifères et rudistes) qui a déjà été proposé pour cet intervalle anoxique [Masse, 1995 ; Bernaus, 1998].

11.– CONCLUSION

Dans les massifs subalpins septentrionaux (Vercors septentrional et Chartreuse), les couches inférieures à orbitolines sont limitées à la base par la limite de séquence de dépôt SbA1. Il s'agit d'une limite de séquence émergitive avec une érosion subaérienne très importante. L'émergence est attestée par des anomalies diagénétiques liées à l'action des eaux météoriques avec création de porosité intergannulaire et de ciments vadoses (exemple : sommet de la séquence BA5 au Balcon des Écouges), mais aussi par la présence juste au-dessus de cette limite de séquence de dépôt de faciès d'eau douce à charophytes.

L'intervalle des couches inférieures à orbitolines peut être subdivisé en deux parties :

- Une partie inférieure montrant des variations latérales de faciès et d'épaisseur importantes entre les différentes coupes étudiées. Elle est caractérisée à la base par des faciès calcaires d'eau douce à charophytes au-dessus desquels les faciès oolitiques du Frou passent latéralement à une alternance de calcaires à rudistes et à de fins passages oolitiques au Nan, puis à des faciès à rudistes où les oolites sont complètement absentes aux Fogés. Cette partie, épaisse d'environ 12 m au Frou, de plus de 10 m au Nan et d'environ 16 m aux Fogés est réduite au Balcon des Écouges à quelques cavités remplies par des calcaires marneux à charophytes remaniés au dessus de la limite de séquence SbA1.
- Une partie supérieure constituée par l'alternance de niveaux calcaires marneux et de marnes à orbitolines. Cette partie montre aussi des variations latérales de faciès et d'épaisseur entre les différentes coupes. Alors qu'elle est épaisse d'environ 33 m et riche en marnes au Frou, son épaisseur diminue vers le sud-ouest en direction des Fogés où elle est épaisse d'environ 11 m seulement et formée principalement de faciès calcaires à rudistes. Dans la coupe du Balcon des Écouges cette partie est épaisse d'environ 26 m et dominée par des

faciès calcaires à nombreux fragments de rudistes avec quelques intercalations de calcaires marneux et de marnes à orbitolines.

Le Balcon des Ecouges semble être dans une position haute (haut-fond) lors du dépôt de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines comme en témoigne l'absence de la partie inférieure calcaire des CIO et la dominance des faciès calcaires à algues vertes dans la partie supérieure de cet intervalle. Ce haut-fond sépare deux domaines distincts :

- un domaine externe vers le nord-est (en direction des Gorges du Frou) favorable au développement de faciès oolitiques sous faible tranche d'eau et de faciès principalement marneux lorsque l'espace d'accommodation devient important ;
- un domaine plus interne et relativement protégé vers le sud-ouest (en direction des Gorges du Nan et des Fogés) favorable au développement de faciès plus riches en rudistes.

Cette paléotopographie très irrégulière lors du dépôt des couches inférieures à orbitolines est due en partie à l'érosion subaérienne très importante lors de l'émersion du sommet de la séquence de dépôt BA5 du Barrémien terminal, mais probablement aussi à une structuration tectonique en hauts-fonds et cuvettes par le jeu de paléofailles (telles que la faille de Presles et la faille de Rencurel) qui auraient morcelé la bordure de la plate-forme du Jura-Bas Dauphiné en un ensemble de blocs basculés (Arnaud, rapport inédit). Les zones hautes correspondraient aux sommets de ces blocs basculés.

La vérification de cette hypothèse et de ses conséquences sur le contrôle de la sédimentation de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines nécessite une étude plus poussée à une échelle plus importante avec l'intégration de l'ensemble des coupes

des massifs subalpins. Faute de temps, cette étude n'a pas pu être réalisée dans le cadre de ce travail.

Nous avons étudié des équivalents de cet intervalle des couches inférieures à orbitolines en Espagne, dans le bassin d'Organya, et en Tunisie centrale au Jebel Jediri (région de Kairouan).

A Organya, l'équivalent des couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux est un intervalle anoxique qui s'est développé dans un bassin local fortement subsident et favorable à l'accumulation et à la préservation de la matière organique. Au Jebel Jediri, cet intervalle correspond, à l'image du Vercors et de la Chartreuse, à une alternance de calcaires, de calcaires marneux et de marnes riches en choffatelles et orbitolines. Toutefois, la dolomitisation est beaucoup plus poussée au J. Jediri et semble s'être accentuée au voisinage des couloirs de failles.

La comparaison des courbes des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des couches inférieures à orbitolines et de leurs homologues dans les coupes des Gorges du Nan (Vercors septentrional), d'Organya et du Jebel Jediri avec celles de la coupe stratotypique du Bédoulien de Cassis-La Bédoule montre des évolutions très similaires avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très proches entre ces différentes coupes pour la partie inférieure du Bédoulien. Cette corrélation nous permet de proposer un âge bédoulien inférieur pour l'intervalle des couches inférieures à orbitolines et de placer la limite de séquence de dépôt SbA1 au niveau de la limite Barrémien supérieur-Bédoulien inférieur (zone à Sarasini et zone à Tuarkyrikus). Cela confirme les datations d'Arnaud-Vanneau *et al.* [1976], Arnaud-Vanneau [1980], Arnaud [1981], Viéban [1984], Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] et Arnaud *et al.* [1993] basées sur les foraminifères benthiques et les corrélations menées à l'échelle régionale.

Chapitre 3

LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES CARBONATES

1.- INTRODUCTION

Les émissions gamma naturelles dans les carbonates sont souvent interprétées comme le résultat de la présence de ^{40}K et d' ^{238}U dans certains niveaux riches en minéraux détritiques et argileux et de ^{238}U et ^{232}Th dans certains niveaux riches en matière organique. Peu de travaux se sont intéressés à l'origine de la radioactivité des carbonates de plate-forme si bien que les pics de radioactivité dans ces roches sont encore très souvent assimilés à des pics d'argilosité. Les faibles radioactivités sont, quant à elles, attribuées à des niveaux calcaires très peu marneux et pauvres en matière organique.

Dans le cadre de ce travail, une étude détaillée a été menée tout d'abord par la mesure de la radioactivité gamma sur le terrain dans les coupes de carbonates de plate-forme présentées précédemment à l'aide d'un scintillomètre portable, puis par l'analyse de certains échantillons choisis dans ces carbonates en spectrométrie gamma à bas bruit de fond et en ICP-MS pour remonter aux isotopes sources de la radioactivité gamma enregistrée.

2.- MESURE DE LA RADIOACTIVITÉ TOTALE À L'AIDE DU SCINTILLOMÈTRE PORTABLE

Nous avons mesuré la radioactivité gamma totale au niveau de toutes les coupes de carbonates présentées précédemment. Les mesures ont été faites à l'aide d'un scintillomètre portable (SPP2-NF, SAPHYMO-STEL). Cet appareil enregistre le rayonnement gamma total émis par toutes les sources radioactives dans un volume de détection de forme sphérique d'environ 30 cm de rayon qui représente la zone de détection optimale de l'appareil. Au-delà de cette sphère, la capacité de détection du scintillomètre diminue progressivement et devient pratiquement nulle au bout d'une certaine distance qui est fonction de plusieurs paramètres tels que la densité des formations traversées, la nature du rayonnement gamma (longueur d'onde et intensité) et la nature même de l'appareil de détection.

Pour cette étude, nous avons choisi un pas de mesure de 50 cm en moyenne. Cette distance est suffisante (vu le diamètre de détection de l'appareil) pour évaluer les

variations des émissions gamma au niveau des coupes de terrain.

Nous avons aussi choisi un délai d'enregistrement d'une minute pour chaque station de mesure. Ce choix est le résultat de plusieurs essais sur plusieurs sites différents. Cette durée est suffisamment longue pour pallier l'influence des fluctuations statistiques (variations des émissions gamma de la même source radioactive au cours du temps) et elle est suffisamment courte pour pouvoir optimiser le temps d'enregistrement au niveau des coupes de terrain souvent épaisses de plusieurs dizaines de mètres. À noter que cette durée d'enregistrement d'une minute est nettement supérieure à celle qui est adoptée pour les enregistrements diagraphiques de puits. Cela implique une meilleure représentativité de nos mesures par rapport à la radioactivité réelle des roches.

Le scintillomètre portable utilisé est formé d'un boîtier d'enregistrement et d'un détecteur. En pratique, le détecteur est posé directement sur l'affleurement au niveau du point de mesure sur une surface propre. Quand la surface d'affleurement est altérée, on creuse un petit trou jusqu'à atteindre la roche non altérée et on pose le détecteur au fond du trou pour éviter l'influence de l'altération. Cette méthode d'enregistrement est plus représentative de la radioactivité réelle des roches par rapport aux diagraphies de puits souvent perturbées par le tubage et la boue de forage. De ce fait, et contrairement aux diagraphies de radioactivité des puits, les mesures directes sur l'affleurement par le scintillomètre portable ne nécessitent pas de corrections significatives.

Les mesures données par le scintillomètre sont exprimées en chocs/s (nombre de rayons gamma détectés par l'appareil par seconde). Comme nous l'avons déjà expliqué précédemment, nous avons choisi de considérer la valeur maximale de la radioactivité pendant la durée d'enregistrement.

2.1. La radioactivité gamma dans la séquence de dépôt BA3

2.1.1. Coupe des Gorges du Nan

La radioactivité gamma dans la séquence BA3 des Gorges du Nan a été mesurée une première fois par

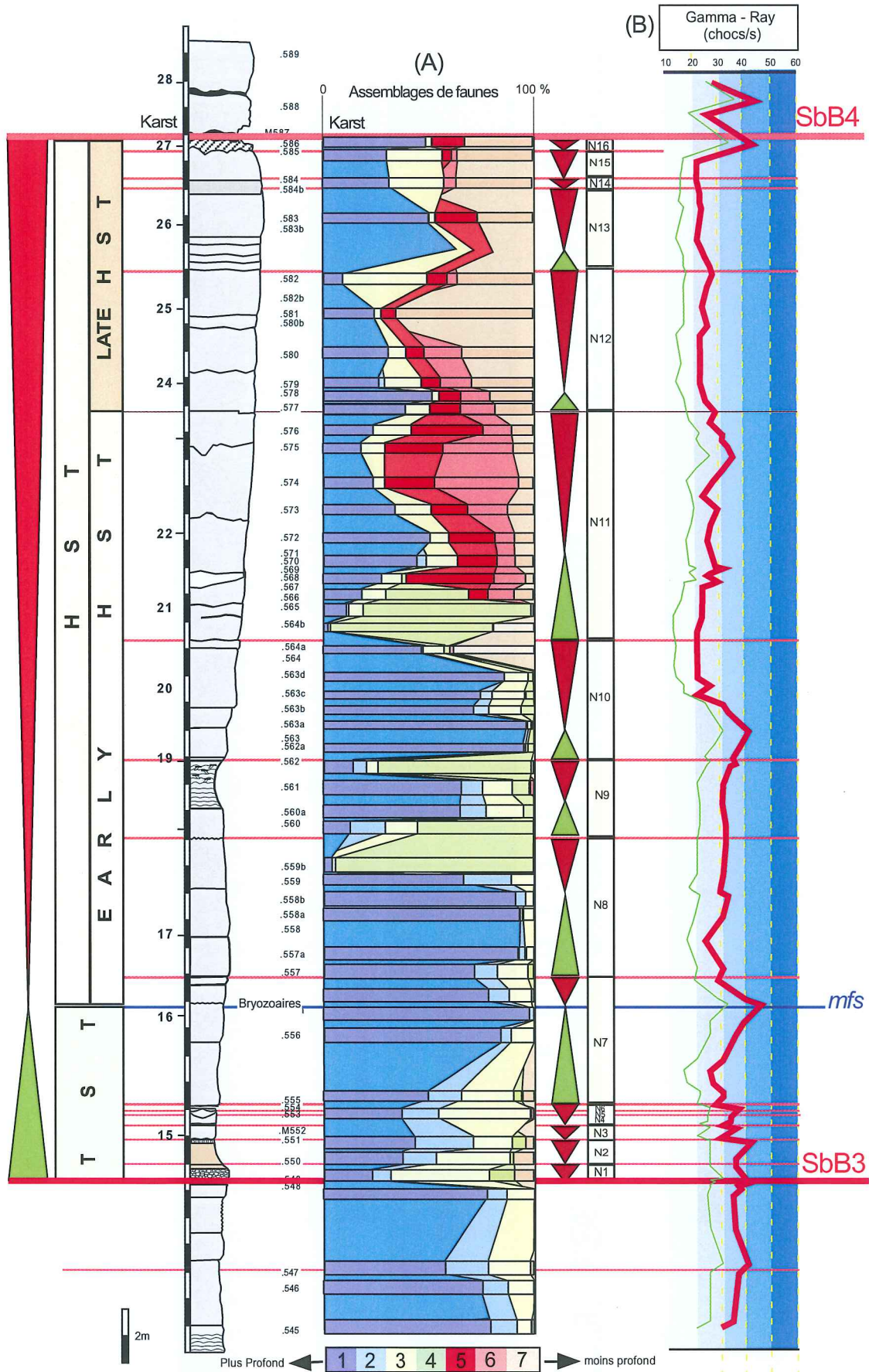


FIG. 60.- Evolution de la radioactivité gamma dans la séquence BA3 des Gorges du Nan. A : diagramme d'évolution des assemblages de faune ; B : courbes gamma-ray obtenues par deux scintillomètres différents : en rouge la courbe enregistrée par Girard (1998) puis reprise dans le cas de ce travail avec le même scintillomètre; en vert la courbe enregistrée par Girard avec un scintillomètre différent.

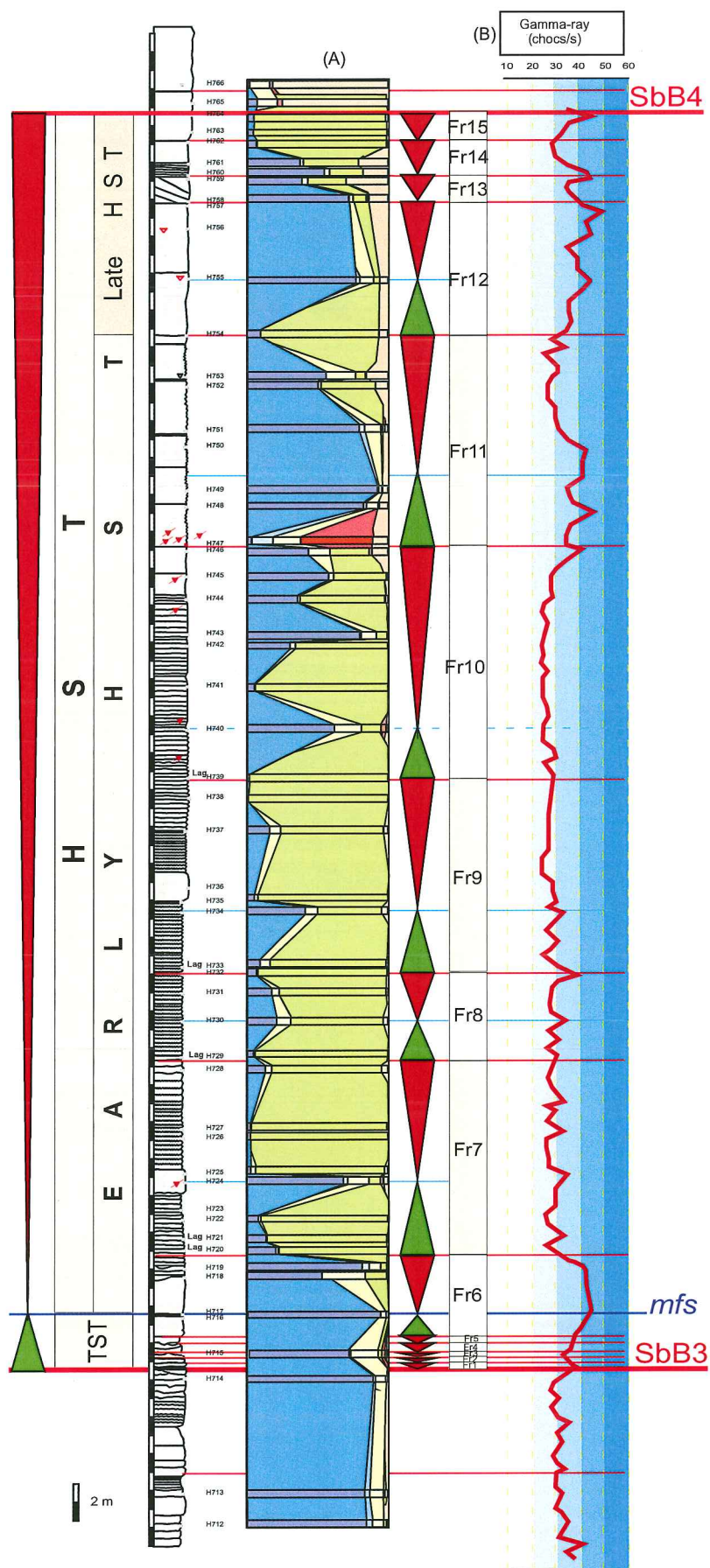


FIG. 61.- Évolution de la radioactivité gamma dans la séquence BA3 des Gorges du Frou. A : diagramme d'évolution des assemblages de faune ; B : courbe gamma-ray.

Girard [1998]. Il a effectué les mesures à l'aide de deux scintillomètres différents pour pouvoir contrôler la validité des enregistrements.

La figure 60 montre les résultats de ces enregistrements reportés en face de la coupe de terrain. Les deux courbes (rouge et verte) représentent les enregistrements gamma mesurés par les deux scintillomètres différents. Nous remarquons que les deux courbes sont constamment parallèles et montrent les mêmes variations mais sont décalées d'en moyenne 10 chocs/s. Ce décalage est dû à un calibrage différent des deux instruments. Cet enregistrement double prouve qu'avec deux instruments calibrés de manières différentes on obtient les mêmes variations relatives des enregistrements gamma. Pour notre étude, nous allons nous intéresser aux variations relatives (augmentations et diminutions) des émissions gamma enregistrées par le scintillomètre et non à leurs valeurs absolues.

Dans le cadre de ce travail nous avons mesuré à nouveau les émissions gamma à l'aide de l'un des deux scintillomètres déjà utilisés par Girard. Les valeurs obtenues avec le même appareil de mesure sont sensiblement identiques (en moyenne 2 chocs/s de différence). Cette variation n'est pas significative et peut être tout simplement due à des erreurs de lecture des valeurs gamma au niveau du cadran à aiguille du scintillomètre.

D'après la figure 60 on note que :

- Les faciès hauteriviens fins riches en fragments d'échinodermes, situés en dessous de la limite de séquence SbB3, sont caractérisés par une réponse gamma-ray relativement forte ;
- La limite de séquence de dépôt SbB3, ainsi que les premières limites de paraséquences émerives de l'intervalle transgressif, sont marquées par des pics positifs de la radioactivité ;
- La *mfs* est marquée par un pic très important. Il s'agit du niveau le plus radioactif de toute la séquence BA3 ;
- La limite de séquence de dépôt SbB4 est soulignée par un double pic de gamma-ray. Ces deux pics correspondent à des valeurs mesurées dans les remplissages de karst.

La courbe gamma-ray peut être subdivisée en deux parties.

- Une partie inférieure de la base de la coupe jusqu'à la *mfs* de la paraséquence N10 : cette partie est caractérisée par des valeurs relativement fortes de la radioactivité (en moyenne entre 30 et 40 chocs/s). Cette partie est, globalement, dominée par des faciès très riches en fragments d'échinodermes. Le pic de gamma-ray le plus important de cette partie est enregistré dans le faciès le plus riche en fragments d'échinodermes correspondant à la *mfs* de la séquence BA3. Un deuxième pic important, correspondant aussi à un faciès riche en fragments d'échinodermes, est enregistré au niveau de la *mfs* de la paraséquence N10.

- Une partie supérieure (depuis la *mfs* de la N10 jusqu'à la limite de séquence SbB4) est marquée par un décalage de la courbe gamma ray vers des valeurs plus faibles (en moyenne entre 20 et 30 chocs/s). Le seul pic significatif de la courbe gamma dans cette partie correspond à des faciès dominés par des fragments de coraux et d'éponges calcaires (assemblages 5 et 6 dominants) mais à matrices fines riches en fragments d'échinodermes. Le diagramme d'évolution des assemblages de faune montre que cette partie est, globalement, marquée par une baisse d'abondance de l'assemblage 1 à fragments d'échinodermes.

En résumé, on peut dire que les limites remarquables en stratigraphie séquentielle dans la séquence BA3 des Gorges du Nan (limites de séquence de dépôt, *mfs* et certaines limites de paraséquences) sont marquées par des pics positifs dans la courbe gamma-ray. On note, d'après cette courbe, qu'il semble bien y avoir une corrélation entre la réponse gamma-ray et la nature faciologique des carbonates : les faciès riches en fragments d'échinodermes sont, souvent, accompagnés d'une élévation des émissions gamma.

2.1.2. Coupe des Gorges du Frou

La courbe gamma-ray de la séquence BA3 dans la coupe des Gorges du Frou (fig. 61) peut être subdivisée en trois parties.

- **Première partie entre la limite de séquence et le sommet de la paraséquence Fr6** : cette partie est marquée par des réponses gamma-ray très élevées (30 à 45 chocs/s) et caractérisée par l'abondance des fragments d'échinodermes comme en témoigne le diagramme d'évolution des assemblages de faunes. Comme c'est le cas pour les Gorges du Nan, la *mfs* et la limite de la séquence SbB3 sont marquées par des pics de la radioactivité.
- **Deuxième partie formée par les paraséquences Fr7 à Fr10**, où la courbe gamma-ray est relativement droite avec des valeurs faibles de la radioactivité (entre 20 et 30 chocs/s). Cette partie est dominée par des faciès oolitiques. Les *mfs* relatives ainsi que certaines limites de paraséquences (sommet de la Fr8) sont marquées par des pics de la radioactivité. Cette partie correspond à la partie inférieure du prisme de haut niveau (*early HST*) de la séquence BA3.
- **Troisième partie correspondant à la partie supérieure du prisme de haut niveau (*late HST*)** : elle est marquée par une nette augmentation de la radioactivité, notamment au niveau des *mfs* des paraséquences Fr11 et Fr12. La comparaison avec le diagramme d'évolution des assemblages de faunes montre qu'il existe une bonne corrélation entre l'augmentation de la radioactivité et l'abondance de l'assemblage 1 (à fragments d'échinodermes). La limite de séquence de dépôt SbB4 est marquée par un pic positif de la radioactivité.

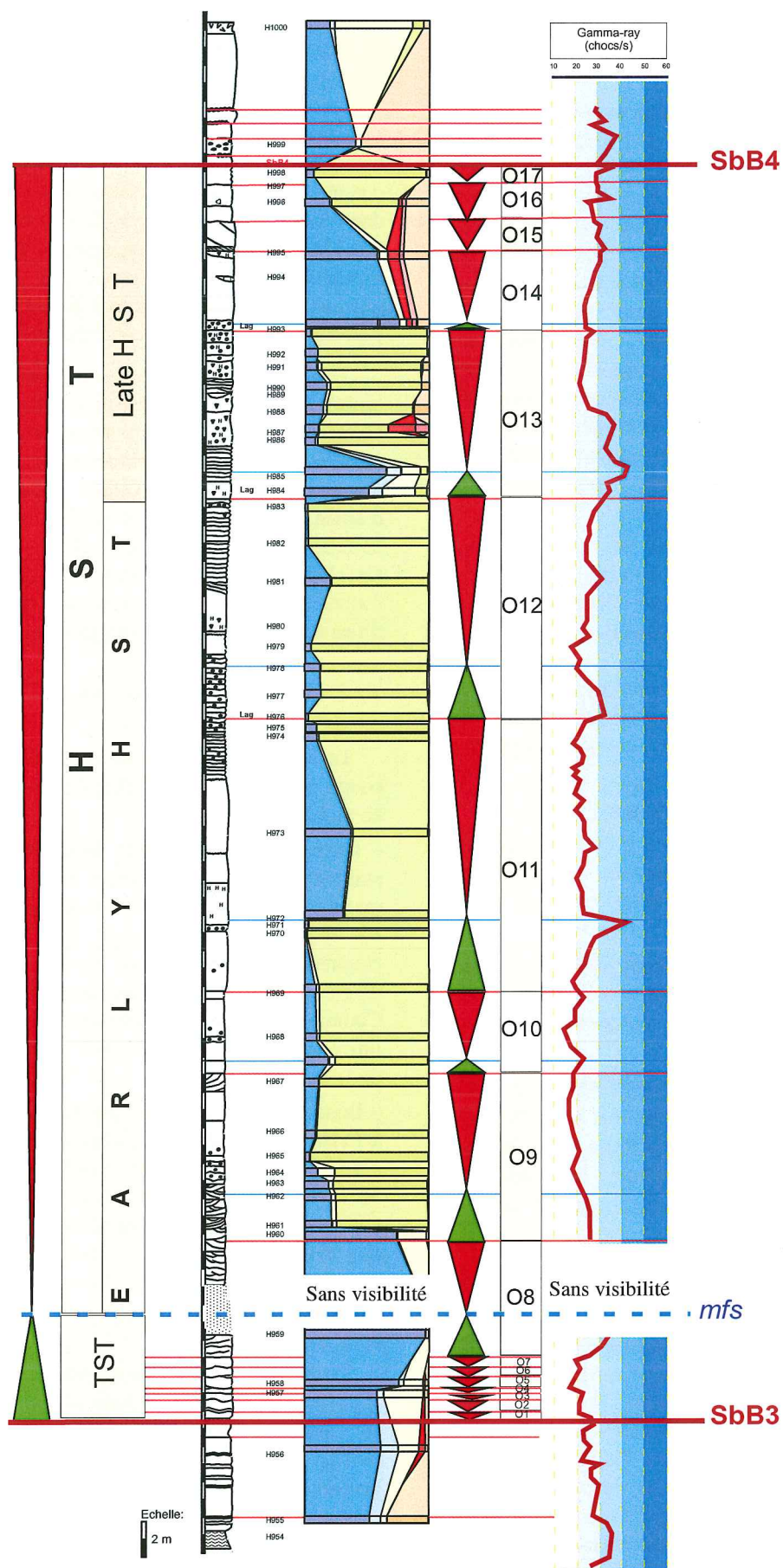


FIG. 62.- Évolution de la radioactivité dans la séquence BA3 du Pic de l'Oeillette. A : diagramme d'évolution des assemblages de faunes; B : courbe gamma-ray.

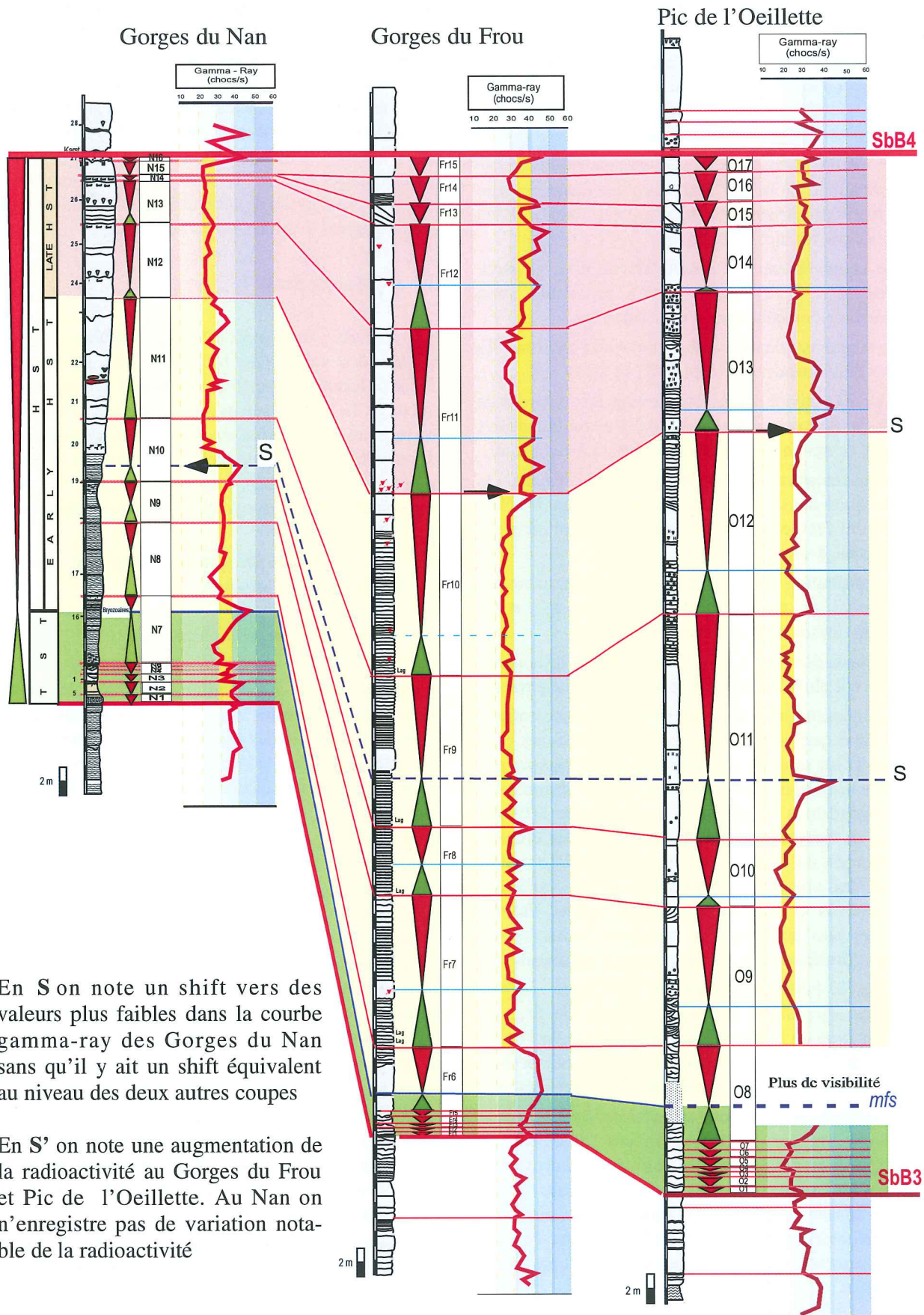


FIG. 63.- Corrélations des enregistrements gamma-ray entre les coupes des Gorges du Nan, Gorges du Frou et Pic de l'Oeillette.

2.1.3. Coupe du Pic de l'Oeillette

La courbe gamma-ray enregistrée au niveau de la séquence de dépôt BA3 du Pic de l'Oeillette (fig. 62) montre les mêmes évolutions que celles observées dans la coupe des Gorges du Frou, à savoir :

- une partie plate de la courbe gamma-ray avec des valeurs faibles de la radioactivité caractérisant la partie inférieure du prisme de haut niveau (*early HST*) dominée par les faciès oolitiques,
- une augmentation de la radioactivité dans la partie supérieure du HST (*late HST*) corrélable avec l'abondance des fragments d'échinodermes,
- une augmentation de la radioactivité aux environs des limites de séquences de dépôt Sbb3 et Sbb4.

La radioactivité n'a pas été mesurée aux environs de la *mfs* de la séquence de dépôt BA3 à cause du couvert végétal, ce qui ne permet pas de conclure à ce niveau.

Pour résumer, on peut dire que les variations de la radioactivité dans les trois coupes des Gorges du Nan, Gorges du Frou et Pic de l'Oeillette montrent certaines similitudes, à savoir :

- l'augmentation de la radioactivité gamma au niveau des limites de séquences de dépôt, des *mfs* et de certaines limites de paraséquences,
- une bonne corrélation entre l'augmentation de la radioactivité et l'abondance des fragments d'échinodermes.

La figure 63 représente la synthèse obtenue entre la corrélation que nous avons déjà établie entre ces trois coupes et les résultats des enregistrements gamma-ray. D'après cette figure, on note qu'à partir de la surface S (correspondant à la *mfs* de la paraséquence N10 des Gorges du Nan) la radioactivité baisse considérablement aux Gorges du Nan alors que dans les deux autres coupes les courbes ne montrent pas de variations significatives et restent relativement droites, hormis quelques pics au niveau de certaines limites remarquables (limites de paraséquences et *mfs* relatives).

Dans la partie supérieure du HST (*late HST*) la tendance s'inverse : on note, à partir de S', une augmentation de la radioactivité aux Gorges du Frou et au Pic de l'Oeillette alors qu'au Nan la radioactivité reste faible et ne montre pas de variations notables.

Il est intéressant de noter qu'entre ces trois coupes la corrélation pic par pic, habituellement utilisée lors de l'interprétation des diagraphies de puits, aurait conduit à corréler l'intervalle transgressif et la partie inférieure du prisme de haut niveau de la séquence BA3 au Nan avec la partie supérieure du prisme de haut niveau de cette même séquence dans les Gorges du Frou et au Pic de l'Oeillette.

2.1.4. Coupe de la Lance

L'enregistrement de la radioactivité dans la partie supérieure de la coupe de la Lance 1 (fig. 64) confirme

les observations faites dans les coupes précédentes : la limite de séquence Sbb3 (Ju2) et la *mfs* (Marnes de la Russille) de la séquence BA3 sont marquées par des pics positifs de la radioactivité. Dans l'intervalle transgressif, on note aussi la présence de deux pics importants correspondant à des niveaux de calcaires noduleux. Ces deux niveaux correspondent aux *mfs* relatives des paraséquences P3 et P5. Des pics moins importants sont enregistrés au niveau de certaines autres *mfs* relatives de paraséquences et limites de paraséquences.

2.1.5. Coupe de Buttes 1

La courbe gamma-ray de la coupe de Buttes 1 (fig. 65) montre des valeurs de la radioactivité relativement faibles, fluctuant entre 15 et 25 chocs/s tout au long de la coupe. Le seul niveau avec des radioactivités élevées correspond aux Marnes de la Russille. D'autres pics d'intensités moins importantes marquent la limite de séquence Sbb3 (Ju2), certaines limites de paraséquences et certaines *mfs* relatives de paraséquences.

2.2. La radioactivité gamma dans les couches inférieures à orbitolines

2.2.1. Coupe des Gorges du Nan

Contrairement à ce qu'on attendrait, la courbe gamma-ray enregistrée dans les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan (fig. 66) montre une tendance générale à la baisse de la radioactivité depuis la partie inférieure calcaire vers la partie supérieure marneuse.

Habituellement, on a tendance à attribuer les fortes radioactivités aux argiles et aux marnes lors de l'interprétation de diagraphies de radioactivité. La forte radioactivité des minéraux argileux est attribuée à la présence de potassium dans la structure cristalline des phyllosilicates et à la présence d'uranium et de thorium dans certains minéraux lourds (zircon, monazite, etc...) de la fraction détritique et dans la matière organique qui peut parfois être abondante dans les argiles et les marnes.

Dans l'intervalle des CIO des Gorges du Nan, c'est plutôt la partie calcaire inférieure qui montre des valeurs élevées de la radioactivité (entre 35 et 60 chocs/s). Le pic de radioactivité le plus important dans cette partie (et dans tout l'intervalle des CIO) correspond au faciès renfermant quelques charophytes remaniées à la base de la paraséquence P2.

Mis à part deux pics importants (à ~ 50 chocs/s) au niveau des *mfs* des paraséquences P7 et P8, la partie supérieure marneuse est caractérisée par des valeurs de radioactivité gamma fluctuant entre 25 et 40 chocs/s.

On note toutefois, que les niveaux marneux à orbitolines sont marqués par des pics de radioactivité alors que les calcaires marneux intercalés montrent des radioactivités relativement faibles.

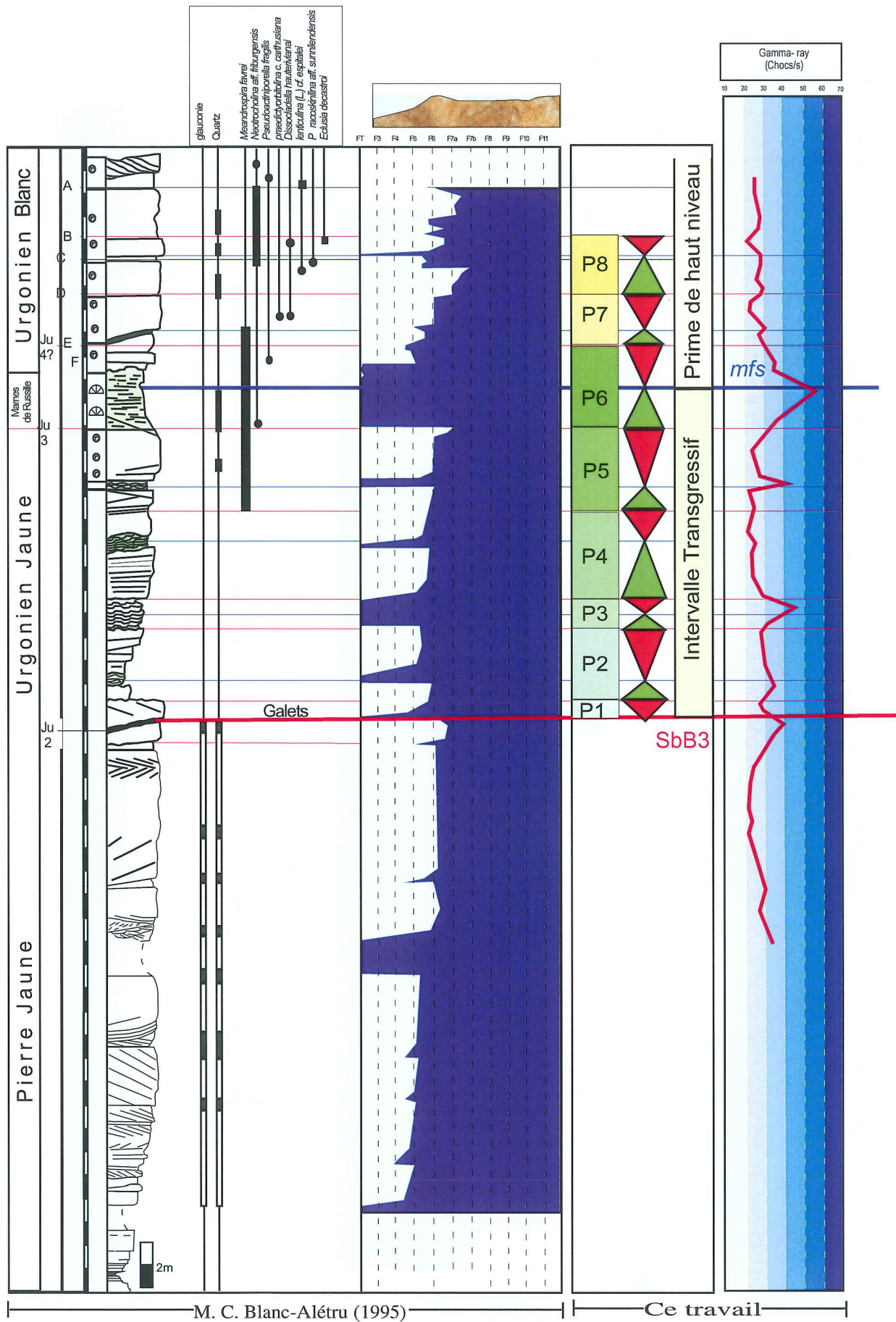


FIG. 64.- Évolution de la radioactivité dans la coupe de la Lance 1.

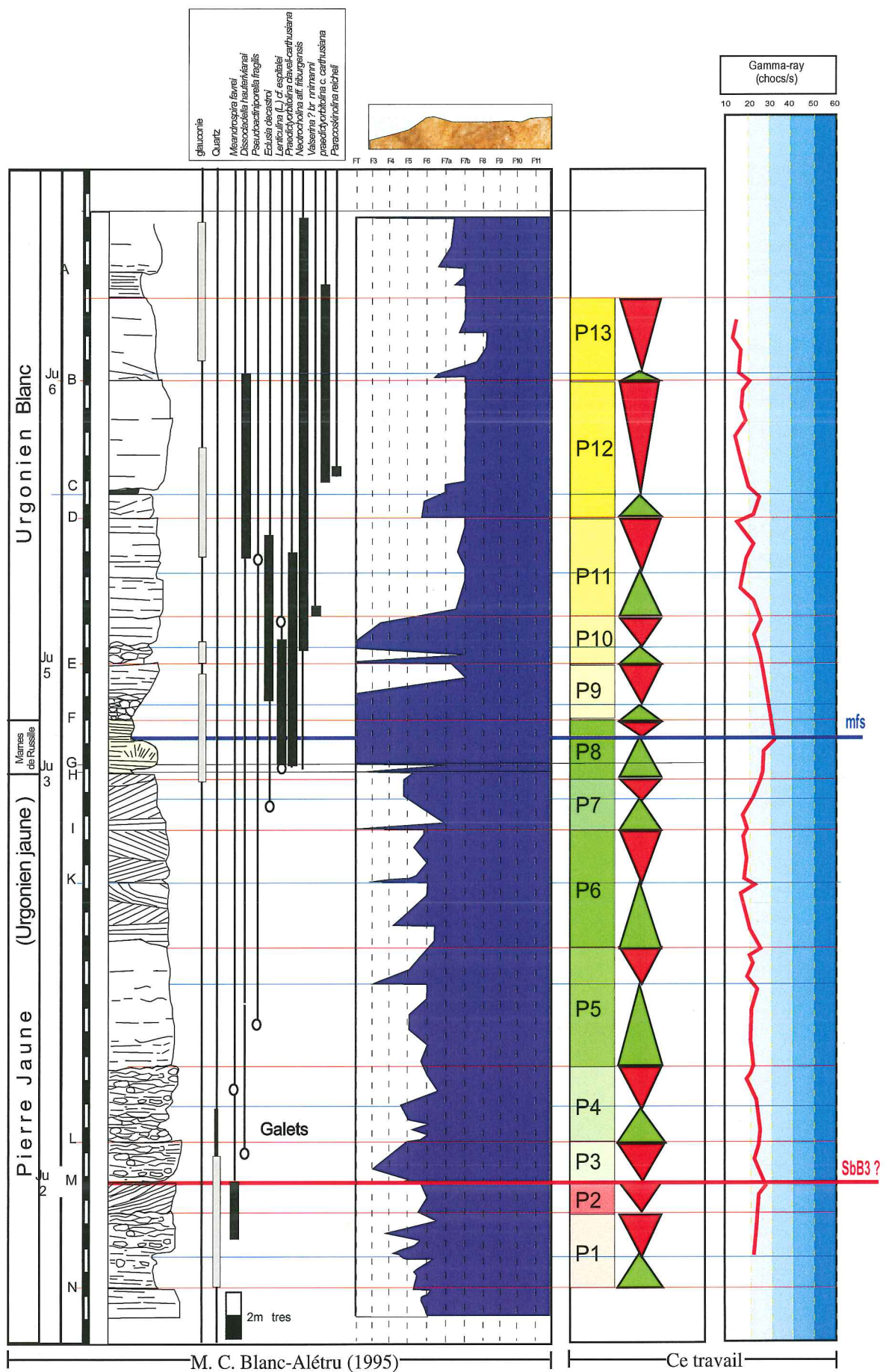


FIG. 65.- Évolution de la radioactivité dans la coupe de Buttes 1.

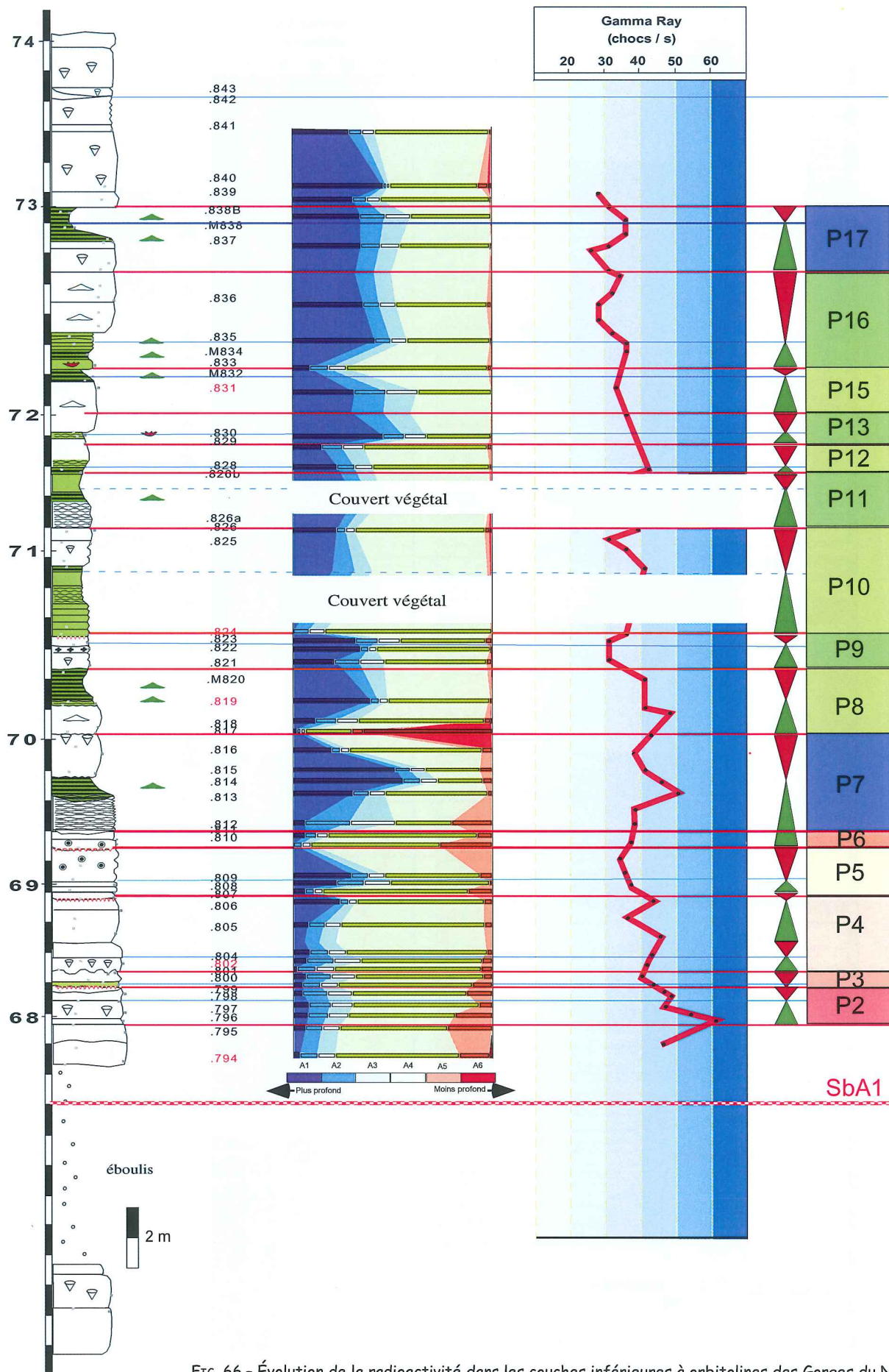


FIG. 66.- Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.

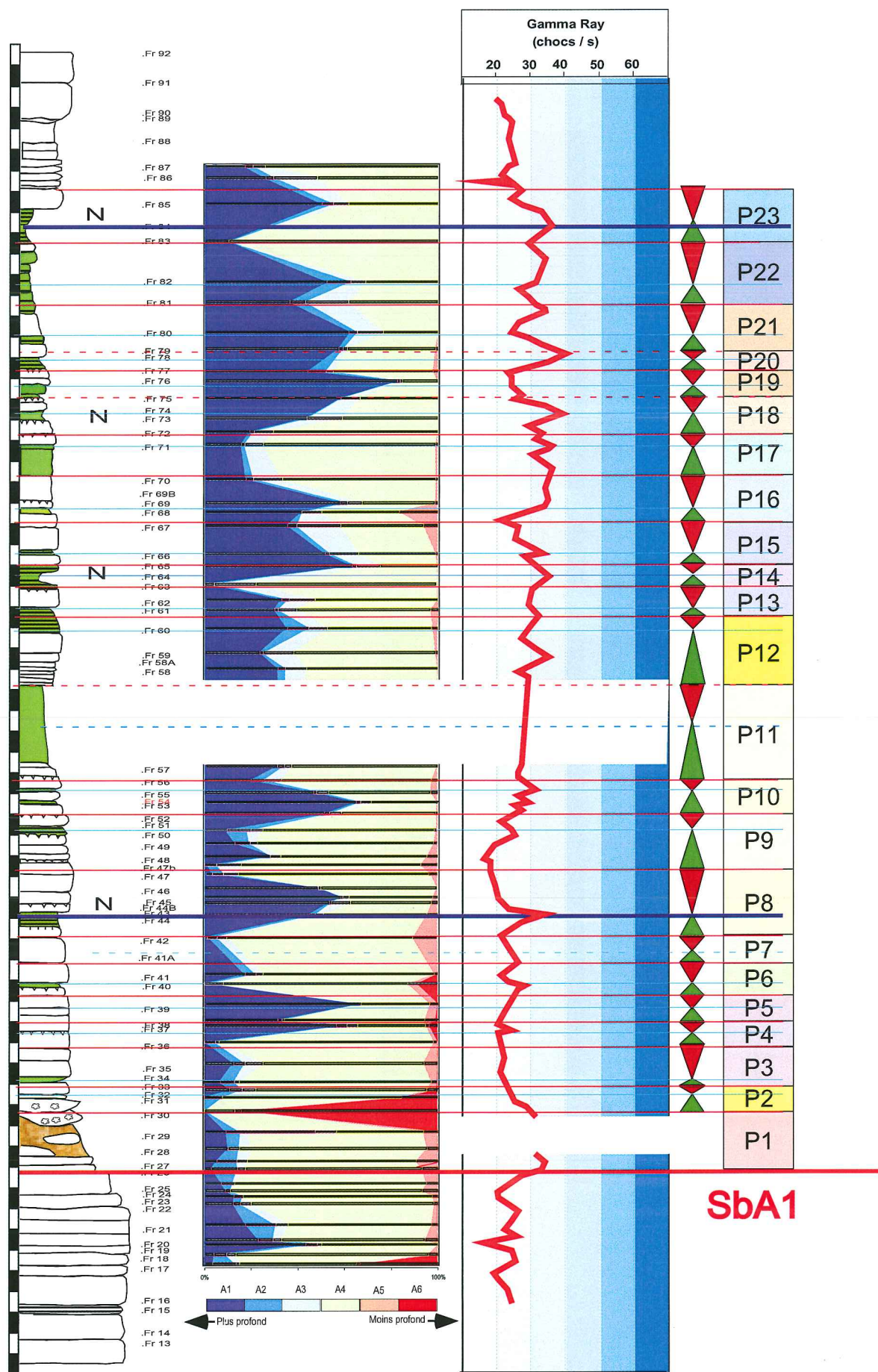


FIG. 67.- Évolution de la radioactivité dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Frou.

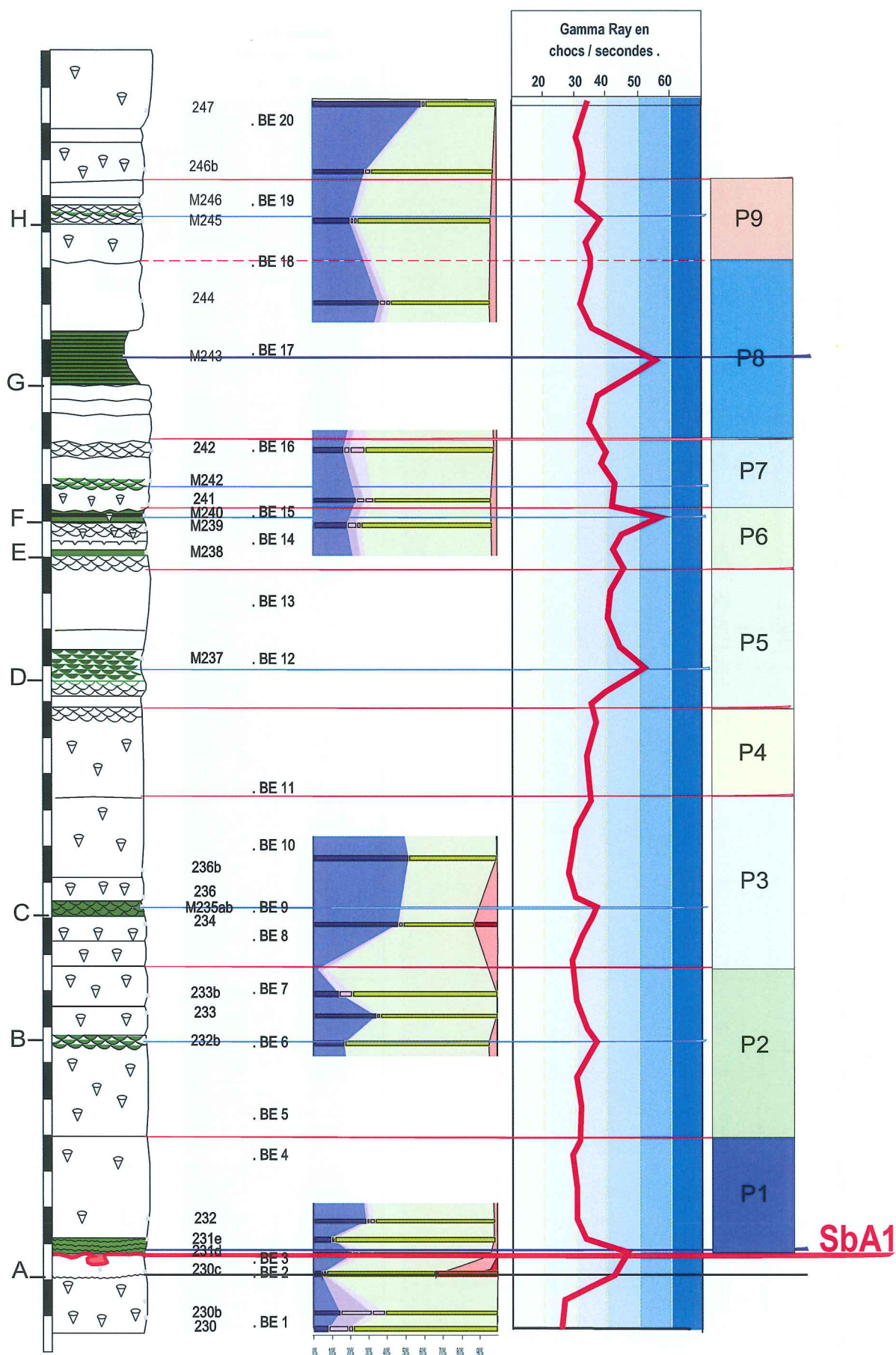


FIG. 68.- Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines du Balcon des Écouges.

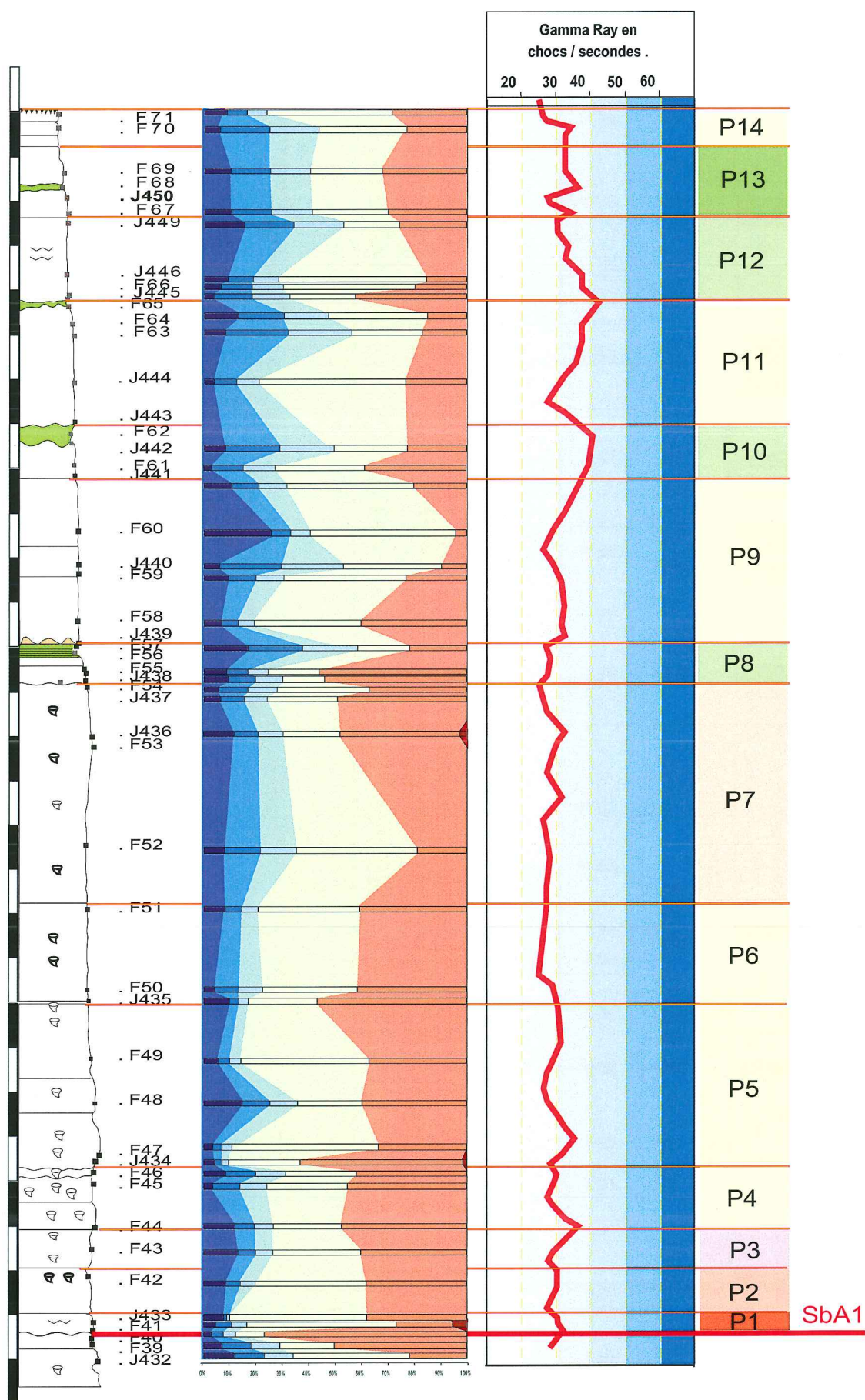


FIG. 69.- Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines de la coupe des Fogés.

Dans cette partie marneuse, le pic le plus important de la radioactivité (51 chocs/s) est enregistré au niveau du premier niveau marneux à orbitolines.

2.2.2. Coupe des Gorges du Frou

La courbe gamma enregistrée au niveau des CIO des Gorges du Frou (fig. 67) montre des valeurs de radioactivité relativement plus faibles que celles du Nan, mais, contrairement à cette dernière, elle montre une augmentation de la radioactivité depuis la partie inférieure calcaire vers la partie supérieure marneuse.

La limite de séquence SbA1 est marquée par un pic relativement important (~ 33 chocs/s). Nous n'avons pas enregistré la radioactivité au niveau du paléosol car il est actuellement très altéré et l'enregistrement risque de ne pas donner les valeurs réelles de la radioactivité des roches.

Au-dessus du paléosol, la radioactivité baisse considérablement (entre 20 et 25 chocs/s) dans les faciès à éléments remaniés et dans les faciès oolitiques.

Le premier niveau marneux à orbitolines est, à l'image de celui du Nan, marqué par un pic de radioactivité (~ 35 chocs/s).

Les faciès oolitiques sus-jacents sont associés à des radioactivités relativement faibles.

C'est au-dessus de ces faciès oolitiques qu'on commence à observer une nette augmentation de la radioactivité. Les valeurs sont comprises, globalement, entre 25 et 35 chocs/s.

Les niveaux marneux à orbitolines sont associés à des pics de gamma-ray alors que les faciès calcaires marneux intercalés sont marqués par une baisse de la radioactivité.

Dans cette partie marneuse des CIO au Frou on note que les limites de paraséquences, souvent associées à l'apparition de faciès *grainstones* oolitiques, montrent une baisse de la radioactivité gamma.

2.2.3. Coupe du Balcon des Écouges

La courbe gamma-ray de l'intervalle des CIO au Balcon des Écouges (fig. 68) montre une tendance générale à l'augmentation de la radioactivité depuis la limite de séquence SbA1 vers le sommet de cet intervalle.

La limite de séquence SbA1 et le premier niveau marneux à orbitolines situé juste au-dessus sont soulignés par un pic de radioactivité (à ~ 45 chocs/s).

La partie sus-jacente, composée du sommet de la paraséquence P1 et des paraséquences P2 à P4, est caractérisée par une courbe gamma-ray relativement droite et des valeurs relativement faibles (variant faiblement autour de 30 chocs/s). Les deux pics observés dans cette partie correspondent aux deux niveaux marneux marquant les *mfs* des paraséquences

P2 et P3. Cette partie de la coupe est dominée par des faciès calcaires *grainstones*.

Au-dessus de cette partie, on note une augmentation considérable de la radioactivité (entre 40 et 55 chocs/s). Des pics à plus de 50 chocs/s correspondent aux niveaux marneux à orbitolines.

Au-dessus de la dernière couche marneuse à orbitolines la radioactivité baisse et la courbe gamma-ray redevient relativement plate et varie entre 30 et 37 chocs/s.

2.2.4. Coupe des Fogés

La courbe gamma-ray des couches inférieures à orbitolines de la coupe des Fogés (fig. 69) peut être subdivisée en deux parties :

- Une partie inférieure (entre la limite de séquence SbA1 et la base de la paraséquence P8) montrant des valeurs de radioactivité relativement faibles variant globalement entre 25 et 35 chocs/s. Cette partie correspond à des faciès calcaires à rudistes.
- Une partie supérieure (paraséquences P8 à P13) où la radioactivité augmente et la courbe gamma-ray dessine trois grands pics correspondant chacun à un niveau calcaire marneux.

Certaines limites de paraséquences sont associées à des pics de radioactivité, surtout dans la partie inférieure juste au-dessus de la limite de séquence de dépôt SbA1.

2.2.5. Corrélation des courbes gamma-ray dans les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins

Les quatre coupes des couches inférieures à orbitolines étudiées précédemment montrent de grandes différences dans le détail, mais permettent de soulever quelques remarques générales sur l'évolution de la radioactivité dans les faciès carbonatés. La figure 70 montre la corrélation établie précédemment sur des critères biologiques et séquentiels entre les quatre coupes étudiées, en face desquelles on a reporté les courbes gamma-ray enregistrées.

D'après cette figure on note que :

- **La limite de séquence SbA1** est marquée par un pic important de la radioactivité dans les trois coupes où elle est visible,
- **La partie inférieure calcaire des CIO** est caractérisée au Nan par des valeurs particulièrement élevées de la radioactivité. Dans cette coupe, la partie inférieure des CIO est dominée par des faciès calcaires à éléments remaniés, à charophytes et à rudistes. Les faciès oolitiques qui apparaissent au sommet de cet ensemble sont peu épais et sont marqués par une baisse de la radioactivité. Les pics observés dans cette partie au Nan correspondent à des limites de paraséquences émerives. Au Frou, cette partie calcaire est plutôt dominée par des faciès *grainstones* oolitiques à rudistes.

La radioactivité associée est relativement faible et les seuls pics observés correspondent à des limites de paraséquences parfois associées à des *hard grounds*, mais souvent marquées par le dépôt de faciès à éléments remaniés. Aux Fogés, elle est aussi dominée par des faciès *grainstones-packstones* à rudistes associés à des radioactivités relativement faibles avec des pics correspondant, là aussi, à certaines limites de paraséquences accompagnées par le dépôt de faciès à éléments remaniés.

– **La première couche marneuse à orbitolines** est associée dans toutes les coupes à des pics relativement importants de la radioactivité.

– **La partie supérieure marneuse** : les variations des courbes gamma-ray au Frou, aux Fogés et aux Écouges sont très similaires. Après le pic associé au premier niveau marneux à orbitolines on note une baisse de la radioactivité dans les niveaux sus-jacents associés, au Frou, à des calcaires oolitiques et dans les deux autres coupes à des calcaires à rudistes. Ensuite, on note une tendance générale à l'augmentation de la radioactivité vers le sommet des CIO avec des pics associés systématiquement à tous les niveaux marneux à orbitolines. Au Nan, quoique les niveaux marneux soient accompagnés de pics de gamma ray, la tendance générale est à la baisse de la radioactivité depuis la base vers le sommet des CIO.

Le dernier niveau marneux à orbitolines est aussi associé à un pic de la radioactivité dans les quatre coupes.

D'après cette corrélation il est aussi intéressant de noter que la courbe gamma-ray est, encore une fois, un mauvais moyen de corrélation entre les coupes :

– Si on considère l'évolution de la radioactivité entre le Frou et le Nan, on note que la courbe gamma-ray n'évolue pas de la même manière, bien que les deux coupes sont bien corrélées entre elles grâce à l'utilisation de plusieurs autres critères biologiques, faciologiques et séquentiels,

– Les courbes gamma-ray du Frou et des Écouges montrent, au contraire, des évolutions très semblables. Toutefois, les pics de radioactivité observés dans les deux coupes ne correspondent pas aux mêmes niveaux stratigraphiques déjà corrélés précédemment.

La corrélation pic par pic dans ce cas peut ainsi conduire à corréler des ensembles très différents.

Pour résumer, on peut dire que trois remarques principales peuvent être dégagées de l'étude de l'évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux :

– Les pics de radioactivité sont toujours associés aux limites de séquences de dépôt, aux limites des paraséquences émerives, aux faciès d'émersion (faciès d'eaux douces à végétaux, sols, etc...) et aux phases d'approfondissement (*mfs* et *mfs* relatives) accompagnées, dans ce cas, de faciès marneux ;

– Les faibles radioactivités accompagnent, systématiquement, les faciès *grainstones* oolitiques et les faciès *grainstones* à rudistes,

– La courbe gamma-ray est, encore une fois, un mauvais moyen de corrélation dans les systèmes carbonatés mixtes (calcaires/marnes).

2.2.6. Coupe du Jebel Jediri

La courbe gamma ray enregistrée dans la coupe du Jebel Jediri en Tunisie Centrale (fig. 71) montre des évolutions très similaires à celles enregistrées dans les coupes des massifs subalpins septentrionaux. On note, d'après cette courbe, que :

– les faciès marneux à orbitolines sont accompagnés d'une augmentation de la radioactivité,

– la limite de séquence de dépôt Sb2 (= SbA2) et les limites des paraséquences émerives voisines sont accompagnées de pics de gamma-ray,

– les faciès dolomitiques sont marqués par une baisse importante de la radioactivité,

– la limite de séquence de dépôt Sb3 (= SbA3) est, aussi, marquée par une tendance à l'augmentation de la radioactivité,

À noter que, dans cette coupe du J. Jediri, les deux candidats pour la *mfs* de la séquence A1, à savoir les marnes de la première et de la deuxième carrière à orbitolines, sont accompagnés de deux pics importants de gamma-ray. Cela rappelle les coupes étudiées dans le domaine subalpin septentrional où un double pic de radioactivité caractérise aussi le premier et le dernier niveau marneux à orbitolines tous deux candidats pour être la *mfs* de la séquence AP1.

2.2.7. Coupe d'Organya

L'enregistrement de la radioactivité dans la séquence OR4 (équivalent Ai1) de la coupe d'Organya en Espagne (fig. 72) confirme les observations faites dans les coupes précédentes. On note que les niveaux de marnes noires (niveaux anoxiques) de cette séquence, sont accompagnés d'une augmentation de la radioactivité. La *mfs* est marquée par un pic de gamma à environ 35 chocs/s. Un autre pic équivalent est enregistré au niveau de l'échantillon 123a_{bis}. Il s'agit des deux niveaux les plus radioactifs de la série. Ces deux pics de gamma-ray rappellent le problème du double pic soulevé dans les coupes précédentes. Les *mfs* relatives des paraséquences sont aussi soulignées par des pics de gamma-ray mais d'intensités moindres. Les niveaux dolomitiques du sommet de la coupe sont, au contraire, marqués par une chute des valeurs de la radioactivité.

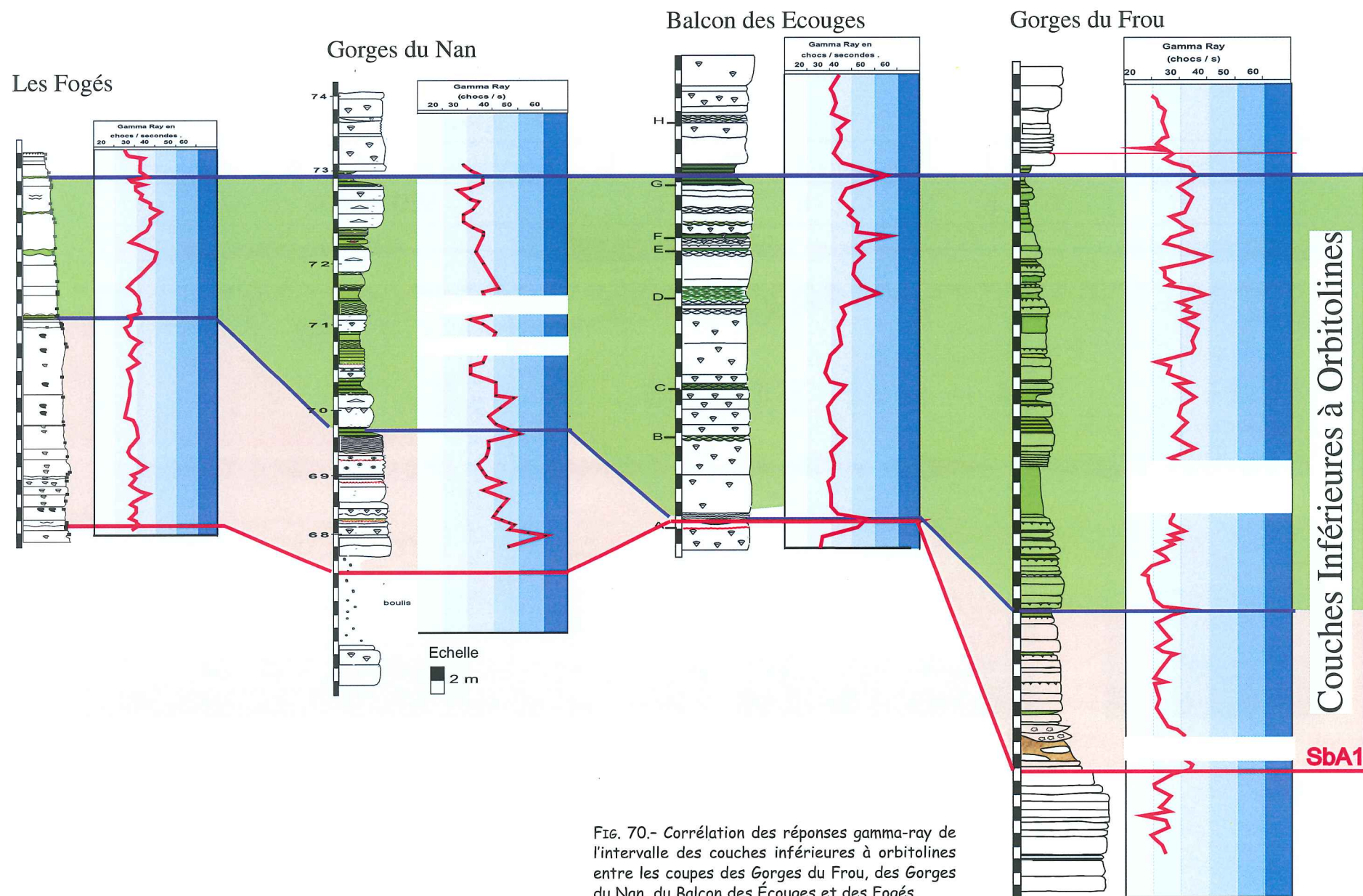


FIG. 70.- Corrélation des réponses gamma-ray de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Gorges du Frou, des Gorges du Nan, du Balcon des Écouges et des Fogés.

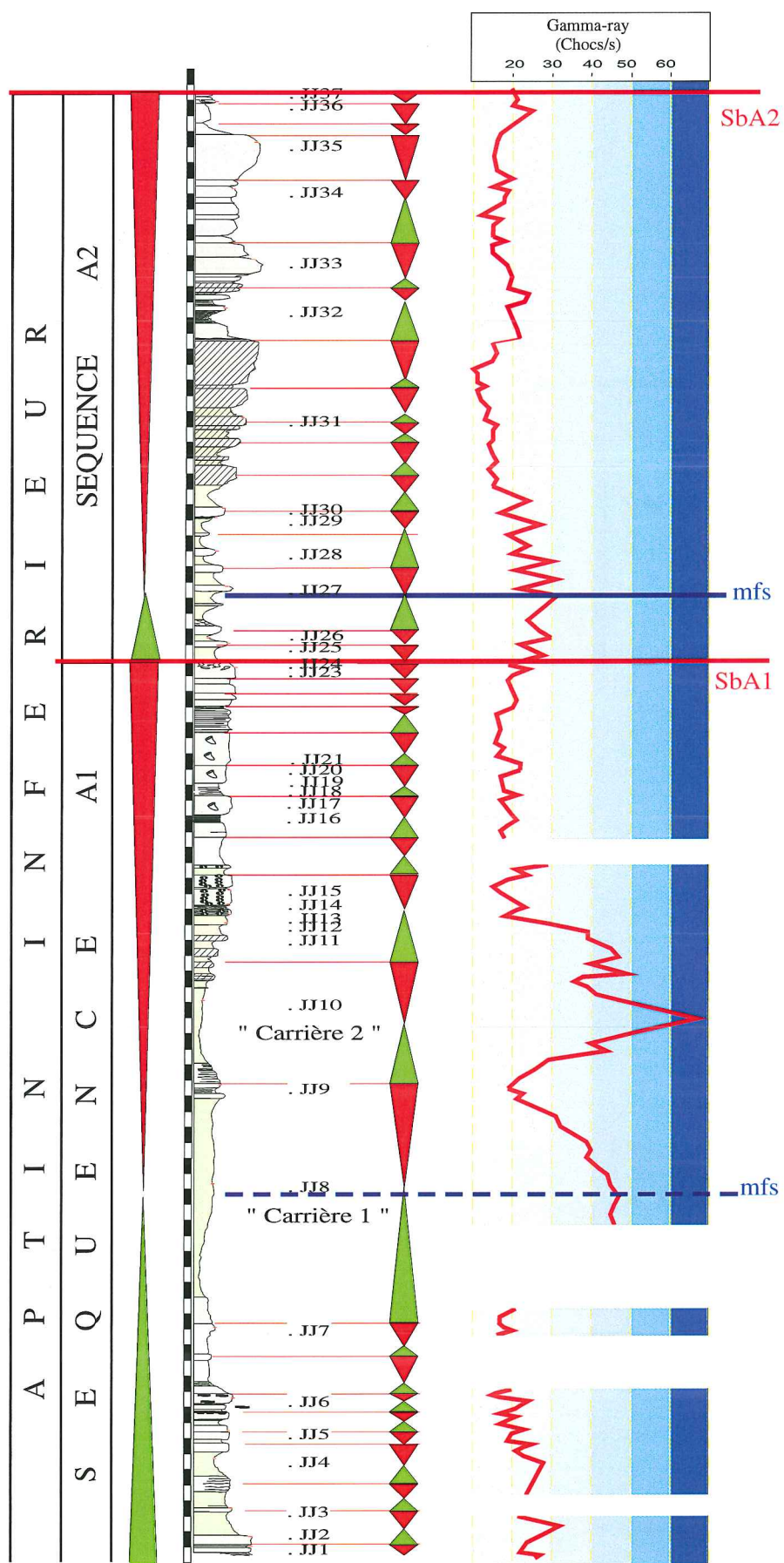


FIG. 71.- Évolution de la radioactivité dans la coupe du Jebel Jediri.

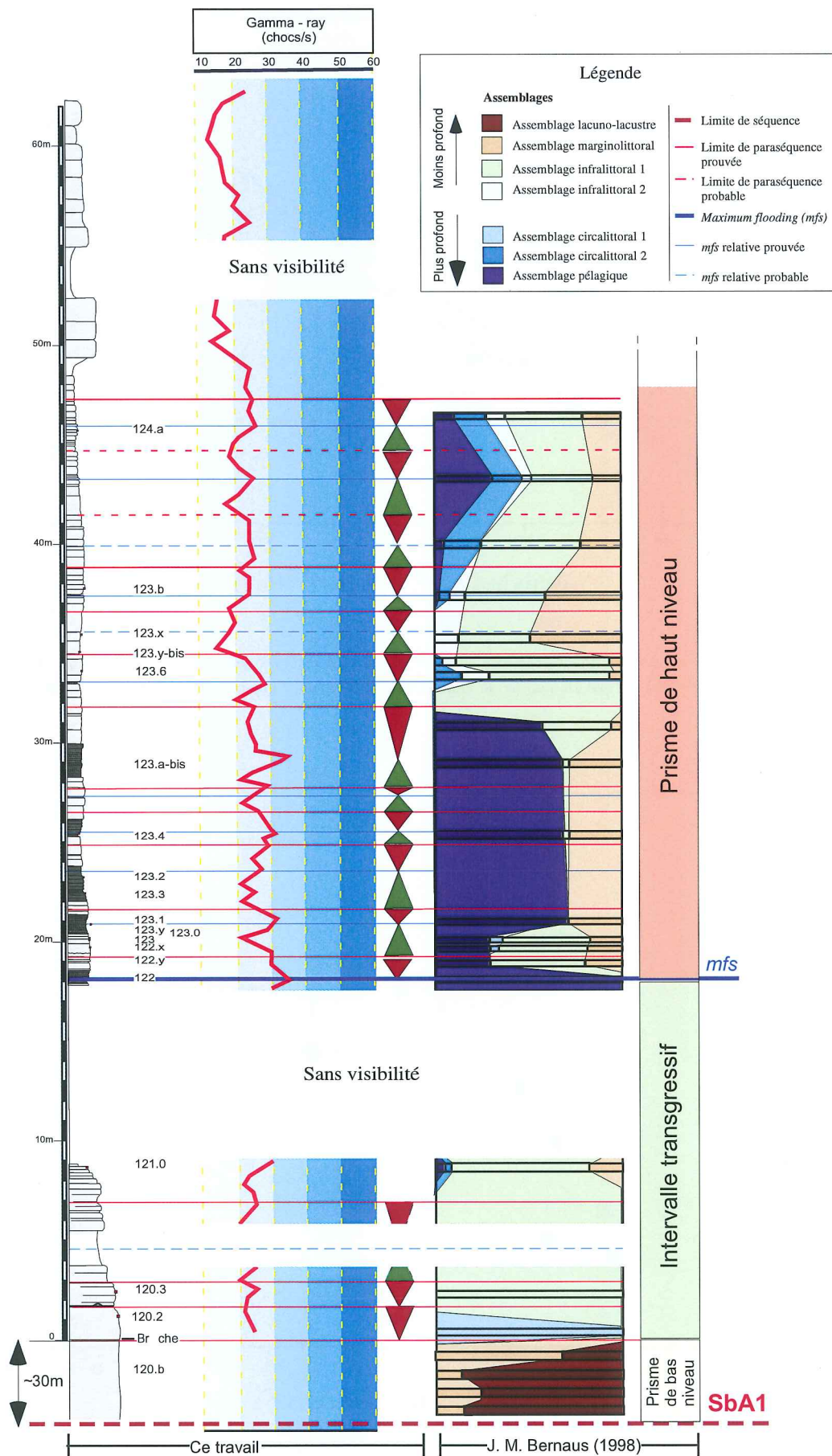


FIG. 72.- Évolution de la radioactivité dans la séquence OR-4 de la coupe d'Organya.

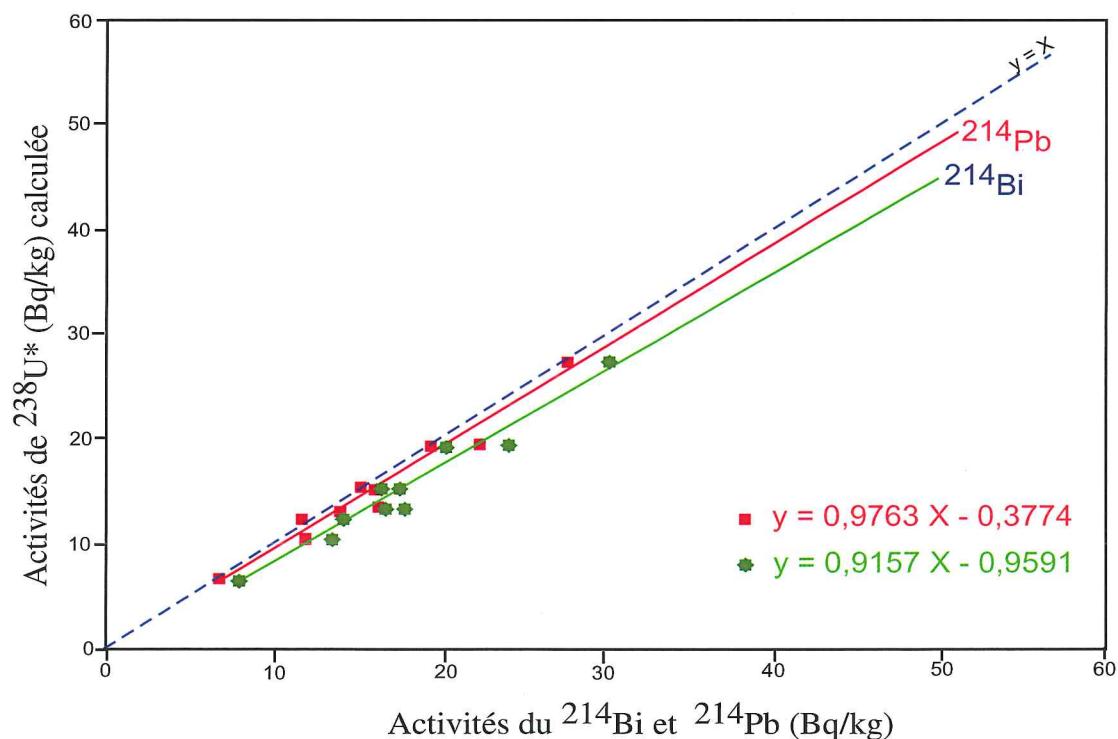


FIG. 73.- Courbes montrant la relation entre l'activité de l' ^{238}U calculée à partir des mesures ICP-MS et celles de deux de ses isotopes fils (^{214}Bi et ^{214}Pb), situés en aval de sa chaîne de désintégration, obtenues par spectrométrie gamma.

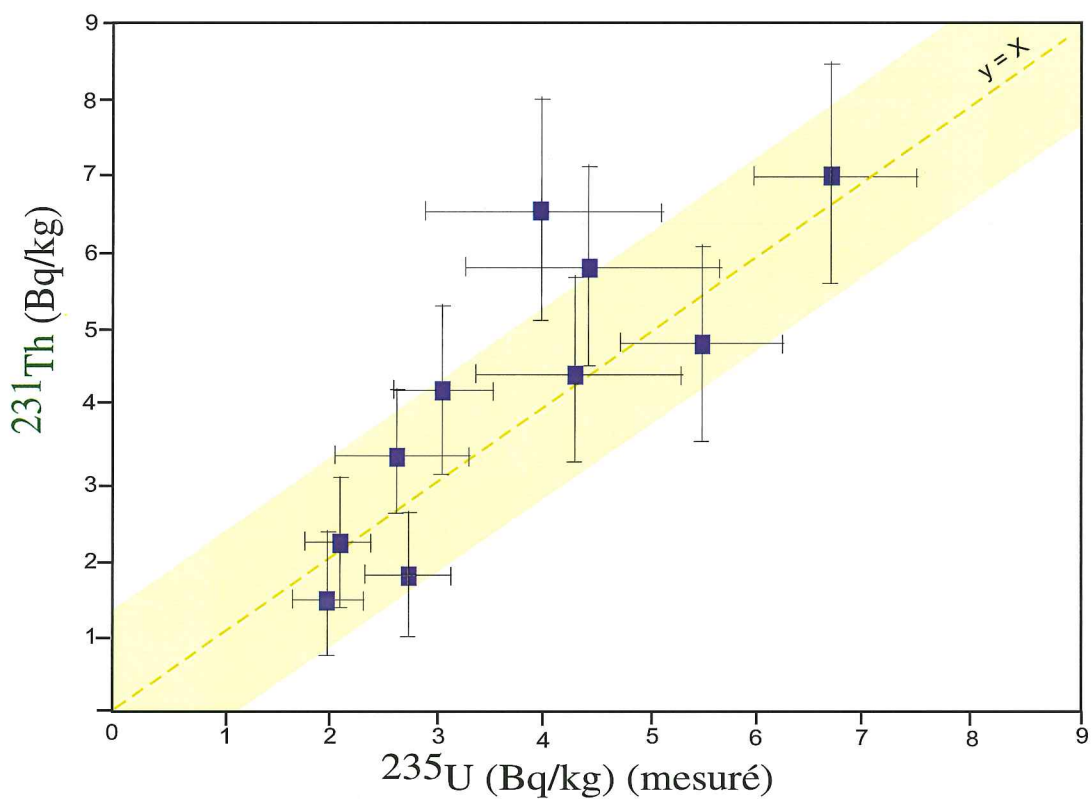


FIG. 74.- Courbes montrant la relation entre les activités du ^{231}Th mesurées par spectrométrie gamma à bas bruits de fonds et celles de ^{235}U calculée à partir des mesures ICP-MS.

2.2.8. Conclusion

Les enregistrements de la radioactivité réalisés à l'aide d'un scintillomètre portable dans les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux et certains de leurs équivalents en Espagne et en Tunisie Centrale, révèlent que :

- Certaines limites remarquables en stratigraphie séquentielle telles que les limites de séquences de dépôt, certaines limites de paraséquences et les *mfs* sont systématiquement accompagnées d'une augmentation de la radioactivité ;
- Il existe une bonne corrélation entre la nature des faciès et les émissions gamma correspondantes :
 - les faciès *grainstones* oolitiques et les *grainstones* à rudistes sont très souvent associés à des radioactivités faibles,
 - les faciès marneux sont souvent marqués par des pics de gamma-ray,
 - les faciès dolomitiques sont marqués par de très faibles radioactivités,
- Les courbes gamma-ray sont de mauvais outils de corrélation pour les carbonates de plates-formes.

Le scintillomètre portable permet de mesurer la radioactivité totale des roches mais ne permet pas de remonter aux radio-isotopes responsables de cette radioactivité. Dans le cadre de notre étude, nous avons besoin pour comprendre l'origine de la radioactivité gamma dans les carbonates, de déterminer les origines de cette radioactivité. C'est pour cette raison que nous avons réalisé des analyses en spectrométrie gamma à bas bruit de fond.

3. – ANALYSES EN SPECTROMÉTRIE GAMMA À BAS BRUIT DE FOND

3.1. Introduction

Ce type d'analyse permet de préciser qualitativement et quantitativement les principaux radioisotopes responsables des émissions gamma enregistrées et leurs contributions respectives dans le signal total.

Dans le cadre de ce projet, les analyses en spectrométrie gamma à bas bruit de fond ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre à sensibilité élevée et à bas bruit de fond du laboratoire des faibles radioactivités du Centre Brésilien de Recherche en Physique (CBPF-Rio de Janeiro).

Nous avons envoyé 13 échantillons choisis avec des faciès très variés dans plusieurs couches de coupes différentes et correspondant à des niveaux particuliers (limites de séquences de dépôt, de paraséquences, *mfs*) montrant tous des anomalies de radioactivité.

3.2. Résultats et interprétations

Les activités en ^{238}U et ^{232}Th n'ont pas pu être déterminées par comptage gamma. Afin de vérifier si les séries étaient ou non à l'équilibre, ces activités ont été calculées à partir des déterminations élémentaires de U et Th par ICP-MS. Ces mesures ont été effectuées à l'Institut de Protection et de Dosimétrie de Rio de Janeiro. Pour cette raison, dans le tableau 2, les activités de ^{238}U et ^{232}Th sont indiquées avec une étoile (*).

Ce tableau correspond aux résultats des analyses en spectrométrie gamma des 13 échantillons de carbonates urgoniens des environs de Grenoble. Sept de ces échantillons ont été prélevés dans la coupe des Gorges du Nan, dont cinq dans la séquence BA3 et deux dans les CIO. Six échantillons proviennent du sommet du HST de la séquence BA5 de la coupe du Balcon des Écouges.

Ce tableau montre que les valeurs sont très acceptables, avec des marges d'erreur relativement faibles ne dépassant pas les 5 % pour la majorité des analyses et au maximum de 10 %.

3.2.1. Série radioactive de l'uranium-238

Dans cette série, seules les activités de ^{214}Pb et ^{214}Bi ont été reportées dans le tableau 2. Les activités d'autres isotopes de cette série ont bien été mesurées, comme celles du ^{234}Th et ^{210}Pb , mais n'ont pas été reportées dans ce tableau. En effet, soit des superpositions de pics empêchent une bonne détermination de ces activités (^{210}Pb), soit les facteurs d'autoabsorption n'étaient pas déterminés avec une précision suffisante (^{234}Th).

La comparaison entre l'activité calculée de ^{238}U et les activités mesurées du ^{214}Bi et ^{214}Pb sont, pour chaque échantillon, pratiquement identiques aux erreurs statistiques près. C'est ce qui ressort bien dans la figure 73 où les droites d'activité ^{238}U vs. ^{214}Pb et ^{238}U vs. ^{214}Bi sont très proches de la droite de référence $Y=X$.

Selon A. Rivera (com. pers.) il est très probable que le léger écart constaté entre les deux droites (^{238}U vs. ^{214}Pb et ^{238}U vs. ^{214}Bi) et la droite $Y=X$, serait lié à la calibration de l'appareil plutôt qu'à un très léger écart vis-à-vis de l'équilibre radioactif de la série.

Dans ce qui suit, nous considérerons donc la série de l'uranium-238 comme étant à l'équilibre.

3.2.2. Série radioactive de l'uranium-235

Dans cette série, seules les activités du ^{235}U et ^{231}Th ont pu être déterminées. Toutefois, ces deux activités n'ont pu être déterminées dans le même échantillon que dans 8 cas seulement.

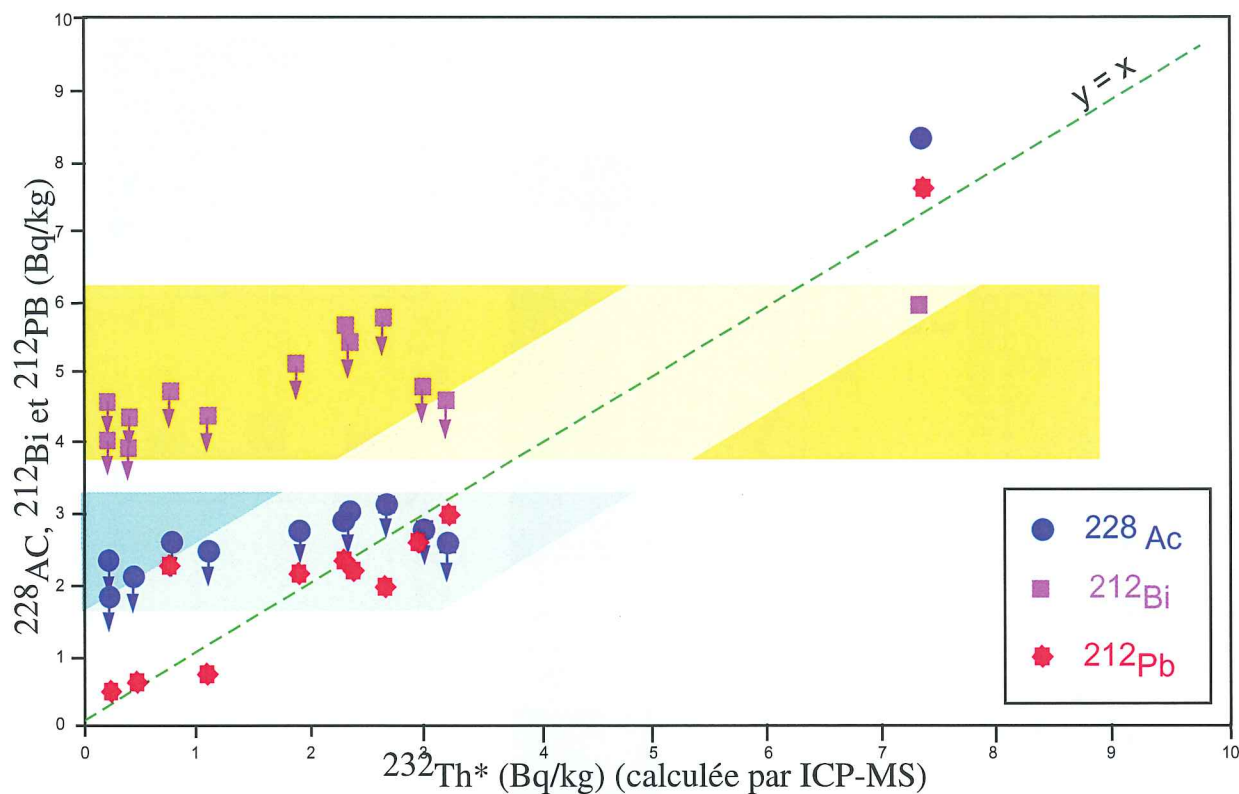
On observe de plus que les précisions sur ces mesures sont souvent plus faibles que précédemment (tableau 2).

				K-40	Chaîne de l'U-238				Chaîne de l'U-235			Chaîne du Th-232			
Echantillon	origine	Masse (Kg)		K-40 (Bq/Kg)	U-238* (Bq/Kg)	Pb-214 (Bq/Kg)	Bi-214 (Bq/Kg)	U-235* (Bq/Kg)	U-235 (Bq/Kg)	Th-231 (Bq/Kg)	Th-232* (Bq/Kg)	Pb-212 (Bq/Kg)	Bi-212 (Bq/Kg)	Ac-228 (Bq/Kg)	
555A	BA3-Nan	0,2729	mesure	16,85	15,3	17,42	16,15	2,11	0,7	2,25	2,99	2,65	< 4,86	< 2,78	
	erreur (±)		3,41	0,15	0,77	0,82	0,17	0,01	0,43	0,04	0,24				
555B	BA3-Nan	0,2918	mesure	22,18	15,4	16,65	15,29	2,01	0,71	1,61	3,2	3,11	< 4,65	< 2,63	
	erreur (±)		3,31	0,05	0,74	0,8	0,17	0,002	0,41	0,05	0,26				
556A	BA3-Nan	0,2959	mesure	11,96	48,1	50,41	46,5	4,01	2,21	6,64	1,91	2,3	< 5,16	< 2,82	
	erreur (±)		2,73	0,61	1,83	1,78	0,56	0,03	0,67	0,03	0,23				
559A	BA3-Nan	0,2881	mesure	16,54	13,5	17,85	16,42	2,4	0,62	—	0,8	2,43	< 4,76	< 2,54	
	erreur (±)		3,25	0,15	0,78	0,81	0,19	0,01	—	0,02	0,22				
561A	BA3-Nan	0,2624	mesure	19,02	27,4	30,56	27,64	4,35	1,26	4,5	2,34	2,33	< 5,47	< 2,85	
	erreur (±)		3,6	0,25	1,22	1,22	0,27	0,51	0,61	0,01	0,24				
816A	CIO-Nan	0,2666	mesure	15,71	45	55,23	51	6,71	2,07	7,12	2,67	2,09	< 5,85	< 3,19	
	erreur (±)		3,3	0,3	2,02	2	0,37	0,01	0,73	0,02	0,23				
812A	CIO-Nan	0,2672	mesure	< 11,5	44,8	46,91	43,74	4,46	2,06	6,87	2,33	2,39	< 5,65	< 3,00	
	erreur (±)			0,31	1,74	1,75	0,59	0,01	0,7	0,03	0,24				
231B	BA5-Ecouges	0,2884	mesure	< 9,52	10,6	13,72	11,94	—	0,49	—	1,13	0,88	< 4,42	< 2,46	
	erreur (±)			0,11	0,65	0,67	—	0,01	—	0,02	0,15				
231A	BA5-Ecouges	0,2624	mesure	29,88	19,5	24,11	22,42	3,08	0,9	4,25	7,33	7,81	< 6,01	8,36	
	erreur (±)		4,04	0,09	1,01	1,06	0,23	0,004	0,55	0,04	0,46		0,61		
227A	BA5-Ecouges	0,3126	mesure	< 8,48	6,72	7,81	6,93	0,81	0,31	—	0,24	< 0,65	< 4,06	< 1,90	
	erreur (±)			0,05	0,42	0,45	0,11	0,002	—	0,005					
220C	BA5-Ecouges	0,3025	mesure	11,76	19,4	20,19	19,53	2,75	0,89	1,84	0,23	0,69	< 4,58	< 2,31	
	erreur (±)		2,95	0,08	0,85	0,91	0,2	0,003	0,41	0,002	0,14				
220B	BA5-Ecouges	0,3196	mesure	< 8,89	12,3	14,25	11,75	—	0,57	—	0,42	< 0,70	< 3,96	< 2,11	
	erreur (±)			0,08	0,64	0,65	—	0,05	—	0,02					
220A	BA5-Ecouges	0,3015	mesure	< 8,92	13,4	16,75	14,2	1,71	0,62	—	0,41	< 0,72	< 4,43	< 2,12	
	erreur (±)			0,13	0,74	0,73	0,16	0,001	—	0,005					

* valeur mesurée par ICP-MS

_ : Valeur en dessous du seuil de détection du spectromètre

TABLEAU 2.- Résultats des analyses en spectrométrie gamma à bas bruits de fond des échantillons de calcaires urgoniens.



Les symboles avec une flèche dirigée vers le bas correspondent à des valeurs par excès de ^{228}Ac et ^{212}Bi
Leurs positions dans ce diagramme au-dessus ou au voisinage de la droite $Y=X$ n'est pas incompatible avec l'équilibre

FIG. 75.- Courbes montrant la relation entre l'activité de ^{232}Th calculée à partir des mesures ICP-MS et celles de ses isotopes fils (^{228}Ac , ^{212}Bi et ^{212}Pb) mesurées par spectrométrie gamma.

Cependant dans un diagramme comparant les activités ^{231}Th et ^{235}U (fig. 74), on constate que les points expérimentaux sont très proches de la droite $Y=X$ et donc que nous sommes là encore dans une situation de quasi-équilibre radioactif.

3.2.3. Série radioactive du thorium-232

Dans cette série, seul le ^{212}Pb a pu être mesuré dans la plus grande partie des échantillons. Les activités des ^{212}Bi et ^{228}Ac n'ont pu être déterminées en raison de la faible teneur en Thorium. La seule exception concerne le ^{228}Ac de l'échantillon calcaire 231.A de la séquence BA5 du Balcon des Écouges.

Comme pour le ^{238}U , on observe entre ^{232}Th et l'un de ses fils lointains, le ^{212}Pb , une excellente corrélation linéaire indistinguishable cette fois-ci de la droite $Y=X$, ce qui prouve que cette série est aussi à l'équilibre (fig. 75). On observe dans ce même diagramme que seul l'échantillon 231.A, pour lequel l'activité de ^{228}Ac a été déterminée, est compatible avec l'équilibre. Dans le tableau 2 et le diagramme correspondant (fig. 75), les valeurs par excès des activités des ^{228}Ac et ^{212}Bi correspondent à la valeur du bruit de fond du spectromètre aux énergies considérées

3.2.4. Série radioactive du Potassium-40

Les activités en ^{40}K n'ont pu être déterminées de manière satisfaisante que dans 8 échantillons. Le reste des mesures figurées dans le tableau 2 correspond au bruit de fond du spectromètre à la bande d'énergie correspondante.

3.2.5. Conclusion

Il ressort en tout premier lieu de ces analyses que les séries radioactives de l'uranium et du thorium sont à l'équilibre. Un examen des taux de comptage dans le tableau 2 montre que, pour chaque échantillon analysé, l'activité est essentiellement due à l'uranium et ses descendants, surtout si l'on tient compte qu'une faible partie seulement des émissions gamma de cette série apparaît dans le tableau.

Ces résultats suggèrent que les émissions gamma enregistrées à l'aide d'un scintillomètre portable pourraient être dominées par l'uranium. Ils montrent aussi, puisque l'équilibre radioactif des séries de l'uranium et du thorium est vérifié, qu'il suffirait de connaître les teneurs en ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{40}K par simple mesure ICP-MS pour interpréter les données en U, Th et K, au lieu des analyses en spectrométrie gamma relativement lentes et coûteuses.

4.— ORIGINE DE LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES CARBONATES

Dans les roches, les principales sources de radioactivité gamma sont l'uranium, le thorium et le potassium. Ces trois éléments ne contribuent pas de la même manière à la radioactivité totale : en fait, l'uranium est pratiquement 3600 fois plus radioactif que le potassium et environ 3 fois plus que le thorium (Rabaute, 1998).

Pour notre étude, nous avons besoin, pour remonter à l'origine de la radioactivité des carbonates, de connaître les contributions respectives de chacun de ces trois éléments dans le signal gamma total enregistré.

Pour aboutir à un signal relatif à l'activité totale de chacun de ces trois éléments (U, Th, et K) on a additionné, dans le tableau des analyses (tableau 2), les activités de tous les isotopes issus des chaînes de désintégration de l'uranium et on a procédé de la même manière pour le thorium. Le potassium, quant à lui, se désintègre pour donner ^{40}Ar et ^{40}Ca qui sont deux isotopes stables. La seule source de rayons gamma dans cette chaîne est le ^{40}K .

4.1. Origine de la radioactivité au sommet du HST de la séquence BA5 au Balcon des Écouges

Cette partie a été étudiée pour déterminer l'influence, sur le signal gamma-ray, des anomalies diagénétiques qui accompagnent l'émersion au niveau des limites des séquences de dépôt.

Les radioactivités enregistrées avec le scintillomètre portable dans cette partie de la coupe des Écouges (fig. 76) montrent des valeurs faibles de la radioactivité. Cela s'explique par des activités relativement faibles des trois éléments (U, Th, K).

Les échantillons 220A, 220B et 220C ont été prélevés respectivement à la base, au milieu et au sommet d'une paraséquence, dans la partie inférieure de la coupe. Ces échantillons sont caractérisés par des faciès calcaires riches en fragments de rudistes. De la base vers le sommet de cette paraséquence on note une augmentation progressive de la radioactivité au niveau de la courbe gamma-ray. Cette augmentation s'explique par l'augmentation de l'activité de l'uranium, puisque les activités du Th et du K ne montrent pas de variations significatives.

L'échantillon 227A a été prélevé au niveau du deuxième niveau poreux. Les valeurs de la radioactivité gamma mesurées au scintillomètre portable sont particulièrement faibles. Les activités respectives de l'uranium, thorium et potassium sont aussi très basses dans cet échantillon.

Au niveau de la limite de séquence de dépôt SbA1, deux échantillons ont été analysés :

– Le premier – 231B – a été prélevé juste au-dessous de la limite de séquence SbA1, au sommet de la première

zone poreuse. Il est caractérisé par des activités relativement faibles des trois éléments (U, Th et K). La radioactivité gamma correspondante à ce niveau est aussi relativement faible ;

– Le deuxième – 231A – a été échantillonné au niveau du calcrête, juste en dessous de la limite de séquence SbA1. Les activités des trois éléments augmentent, ainsi que la radioactivité gamma enregistrée avec le scintillomètre.

Interprétation

La radioactivité gamma est relativement faible tout au long de cette partie du HST de la séquence BA5 des Écouges. La partie inférieure de la coupe, formée par des faciès *packstones-wackestones* bioclastiques à rudistes, montre les valeurs les plus élevées de la radioactivité. On note, dans cette partie, que les activités des trois éléments sont faibles. Mais la radioactivité totale est principalement due à l'activité de l'uranium, car le thorium et le potassium ne montrent pas de variations significatives.

Aux environs de la limite de séquence SbA1, la radioactivité baisse considérablement et principalement au niveau des zones poreuses. C'est dans ces zones que l'activité des trois éléments (U, Th, K) est à son plus bas niveau. Nous avons démontré précédemment que les calcaires qui forment ces zones poreuses ont subi une histoire diagénétique très complexe, avec plusieurs phases de dissolution et précipitation. On peut donc penser que, pendant ces processus diagénétiques, les calcaires ont perdu leurs éléments radioactifs et particulièrement l'uranium qui est un élément facilement mobilisable en solution. On pense que l'uranium a été perdu au cours de la diagenèse car les calcaires environnants de ces niveaux poreux et présentant des faciès semblables montrent des valeurs de la radioactivité plus fortes.

Au-dessus de la limite de séquence de dépôt SbA1, on note que le niveau marneux qui surmonte cette limite de séquence est caractérisé par une augmentation des activités des trois éléments (U, Th, et K) : il est difficile dans ce cas de dissocier les contributions respectives de chacun de ces éléments par rapport au signal gamma total enregistré.

4.2. Origine de la radioactivité dans la séquence de dépôt BA3

Les résultats des analyses en spectrométrie gamma des échantillons prélevés dans la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Nan sont présentés sur la figure 77.

Sur cette figure sont reportées les activités de l'uranium, du thorium et du potassium, la coupe de terrain avec l'emplacement des échantillons analysés et la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable.

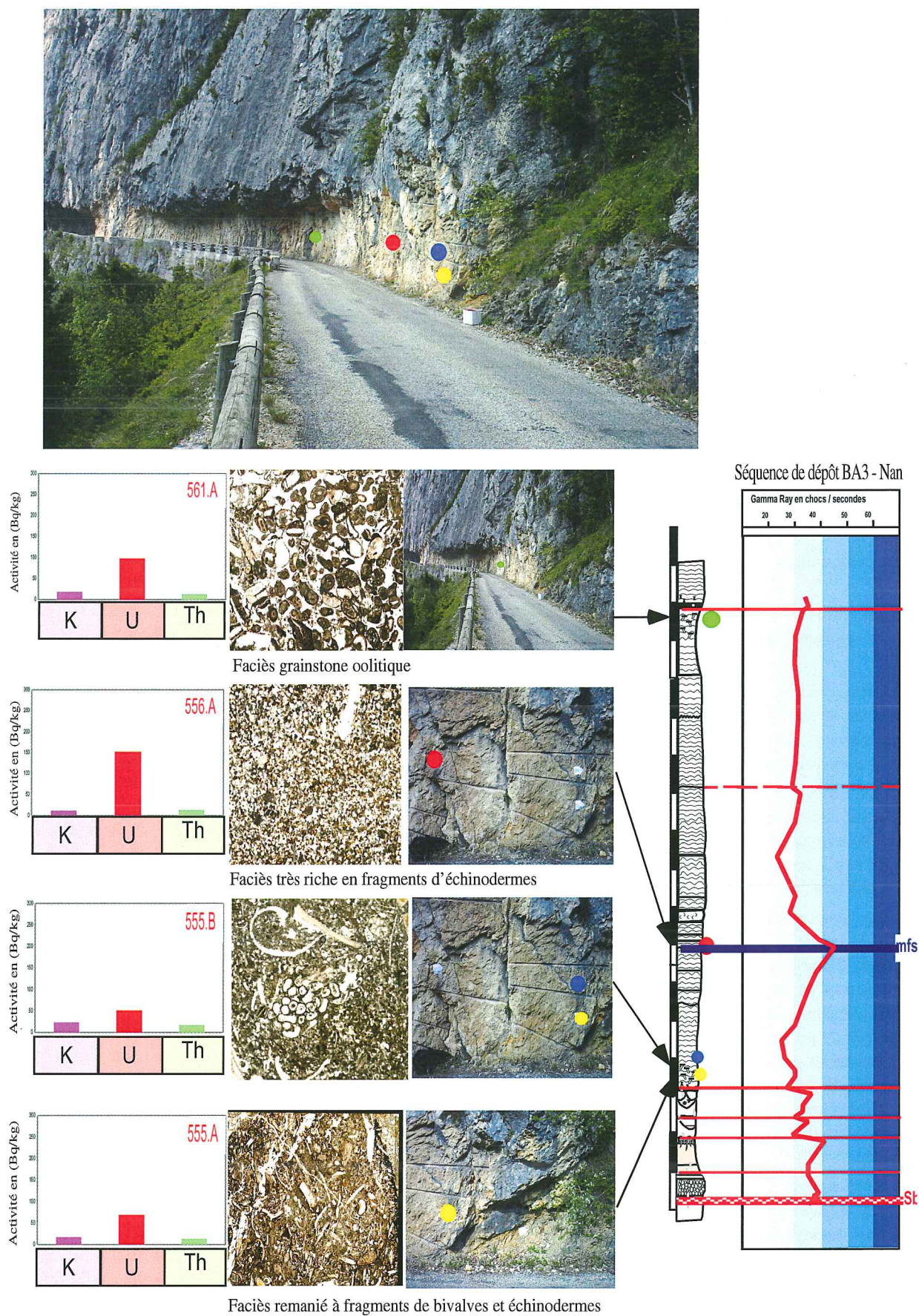


FIG. 77.- Correspondance entre les activités de l'uranium, du thorium et du potassium, d'une part, et les faciès des Calcaires urgoniens des Gorges du Nan, d'autre part.

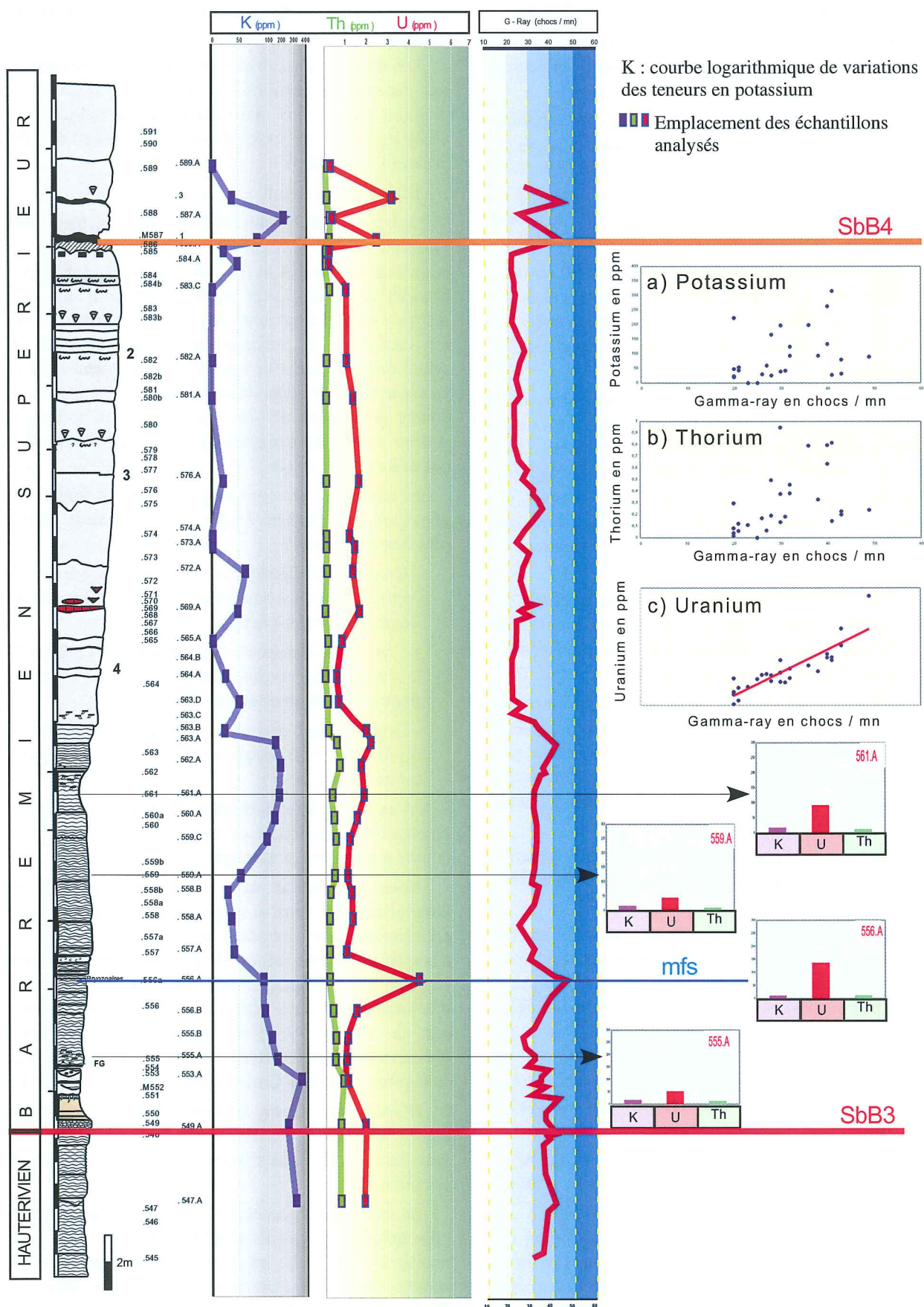


FIG. 78.- Corrélation entre les spectres du potassium, du thorium et de l'uranium obtenus par ICP-MS et la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable dans la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Nan.

D'après cette figure on note que :

- Dans tous les échantillons, l'uranium est de loin l'élément qui contribue le plus à la radioactivité gamma totale enregistrée ;

- Il existe une parfaite corrélation entre les variations des activités de l'uranium et les variations de la courbe gamma-ray : les fortes activités de l'uranium sont associées à des pics positifs de gamma-ray alors que les baisses significatives de l'activité de l'uranium sont associées à des pics négatifs de la courbe gamma-ray.

En comparant les variations des activités des trois éléments (U, Th, K) avec les faciès correspondant, on note qu'il semble bien y avoir une relation entre les activités de l'uranium et le contenu biologique des carbonates :

- Le pic très important de gamma-ray au niveau de la *mfs* (échantillon 565A) de la séquence BA3 des Gorges du Nan est dû à un pic d'activité de l'uranium. Il est associé à un faciès *grainstone* très riche en fragments d'échinodermes. Il s'agit du faciès le plus riche en ces fragments de toute la séquence BA3 au Nan. Cette *mfs* est, aussi, soulignée par le pic le plus important de gamma-ray de la séquence ;

- Dans cette séquence BA3, le faciès oolitique de l'échantillon 561A, où très peu d'éléments biologiques sont présents, est caractérisé par une baisse de l'activité de l'uranium et de la réponse gamma-ray ;

- Les échantillons 555A et 555B, prélevés au niveau du *firm ground*, sont caractérisés par des faciès à éléments remaniés et à nombreux fragments de bivalves. Ils sont associés à une baisse de l'activité de l'uranium qui s'exprime par une baisse de la radioactivité totale au niveau de la courbe gamma-ray ;

- Le thorium et le potassium, au contraire, ne montrent pas de variations systématiques qui peuvent se corréliser avec les faciès.

Pour avoir une meilleure idée sur les variations des teneurs en uranium, thorium et potassium le long de cette séquence de dépôt et mieux étudier la relation entre la réponse gamma et la nature des faciès, nous avons complété les analyses en spectrométrie gamma par d'autres analyses ICP-MS. Ces dernières ont été réalisées en Suisse à l'Université de Neuchâtel. Plus de 34 échantillons ont été analysés dans cette séquence BA3 (tableau annexe 8).

A l'aide de ces analyses ICP-MS, nous avons pu établir des courbes de variation des teneurs en uranium, thorium et potassium le long de la séquence BA3.

La figure 78 montre les spectres d'évolution des teneurs en uranium, thorium et potassium (en ppm) reportés en face de la coupe de terrain de la séquence BA3 des Gorges du Nan et de la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable.

Le spectre des teneurs en potassium est tracé selon une échelle logarithmique. Les teneurs en potassium dans cette séquence BA3 varient entre 0 et 350 ppm.

Les spectres de l'uranium et du thorium sont tracés selon une échelle linéaire.

Les diagrammes a, b et c représentent la distribution des teneurs respectives en potassium, thorium et uranium en fonction des valeurs de la radioactivité enregistrées à l'aide du scintillomètre à l'endroit où a été prélevé l'échantillon.

D'après cette figure on note que :

- Il existe une très bonne corrélation entre les teneurs en uranium et la courbe gamma-ray. On observe que les deux courbes varient de la même manière et de façon presque parallèle. Cette bonne corrélation est bien marquée dans le diagramme (C). D'après ce diagramme, les valeurs de la radioactivité gamma mesurées au scintillomètre varient de manière pratiquement linéaire en fonction des teneurs en uranium. Certains pics de la courbe gamma-ray ne sont pas marqués au niveau du spectre d'uranium par manque d'échantillon analysé à cet endroit de la coupe ;

- Les teneurs en uranium sont relativement faibles, ne dépassant que rarement 2 ppm, mais présentent quatre pics très importants :

- Un pic au niveau de la *mfs* de la séquence BA3 (~4 ppm), niveau qui correspond à un faciès très riche en fragments d'échinodermes,

- Un pic au voisinage de l'échantillon 562A (~2ppm) : il s'agit, à ce niveau aussi, d'un faciès riche en fragments d'échinodermes,

- Deux pics aux environs de la limite de séquence de dépôt SbB4 (~ 3 ppm) correspondant chacun à une cavité karstique ;

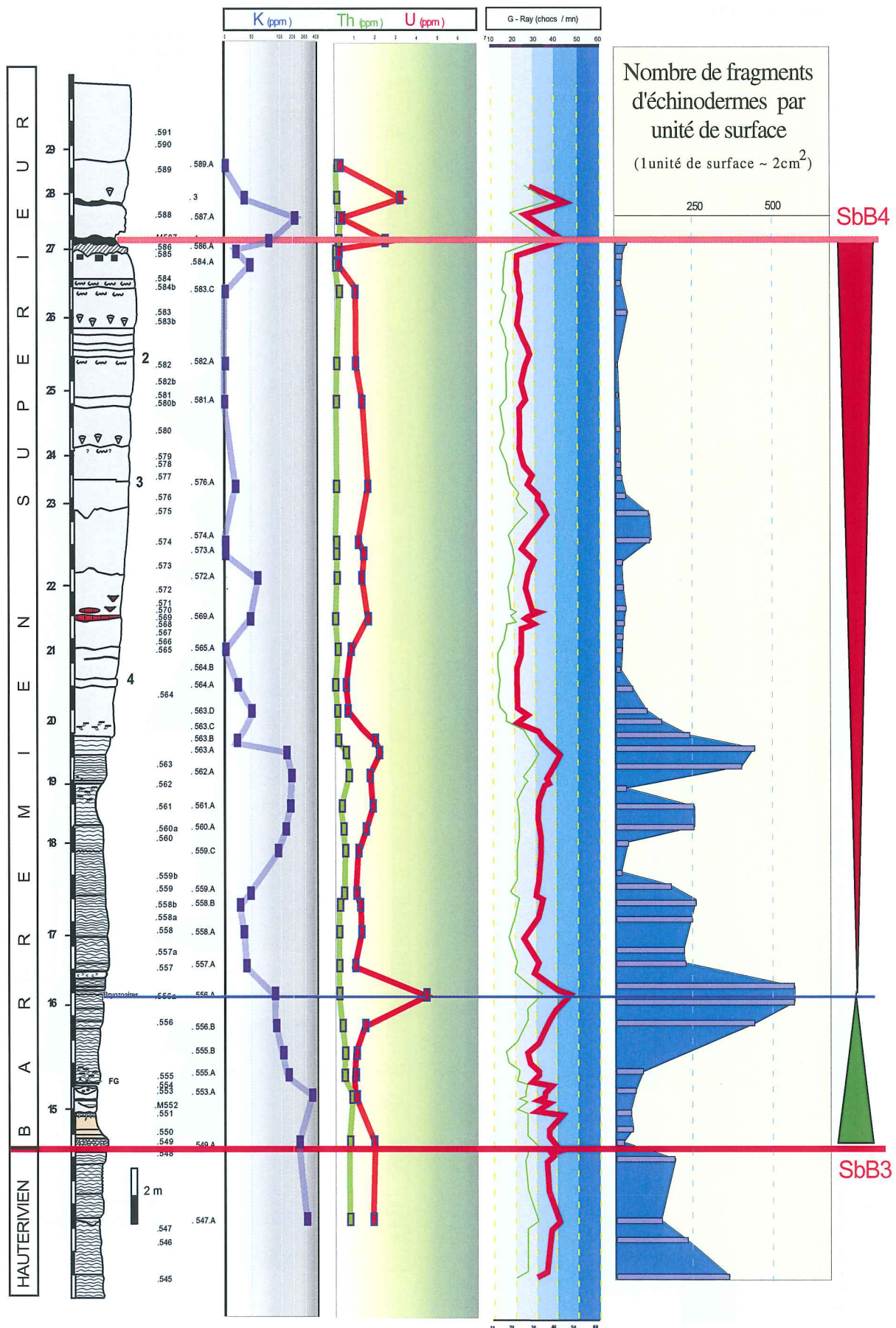
- Il n'existe aucune corrélation systématique entre les teneurs en potassium et en thorium, d'une part, et la courbe gamma ray, d'autre part.

Nous remarquons dans cette séquence BA3, et particulièrement dans sa partie inférieure, que les pics en uranium correspondent à des faciès riches en fragments d'échinodermes. Nous avons alors reporté les résultats des comptages des nombres de fragments d'échinodermes dans les échantillons correspondants sur la figure 79. Ces nombres de fragments d'échinodermes sont extraits du tableau de comptage de la séquence BA3 des Gorges du Nan (tableau annexe 1).

D'après cette figure, la corrélation paraît très nette entre l'abondance des fragments d'échinodermes, les variations de la courbe gamma-ray et les teneurs en uranium.

La *mfs* de la séquence BA3 correspond au faciès le plus riche en fragments d'échinodermes. Il s'agit du niveau le plus riche en uranium de la séquence. Il semble donc que l'uranium se concentre dans les fragments d'échinodermes.

Pour vérifier cette observation, nous avons essayé de corréler l'évolution de la fréquence des fragments d'échinodermes par rapport à la courbe gamma-ray dans les autres coupes étudiées de la séquence BA3 (coupe du



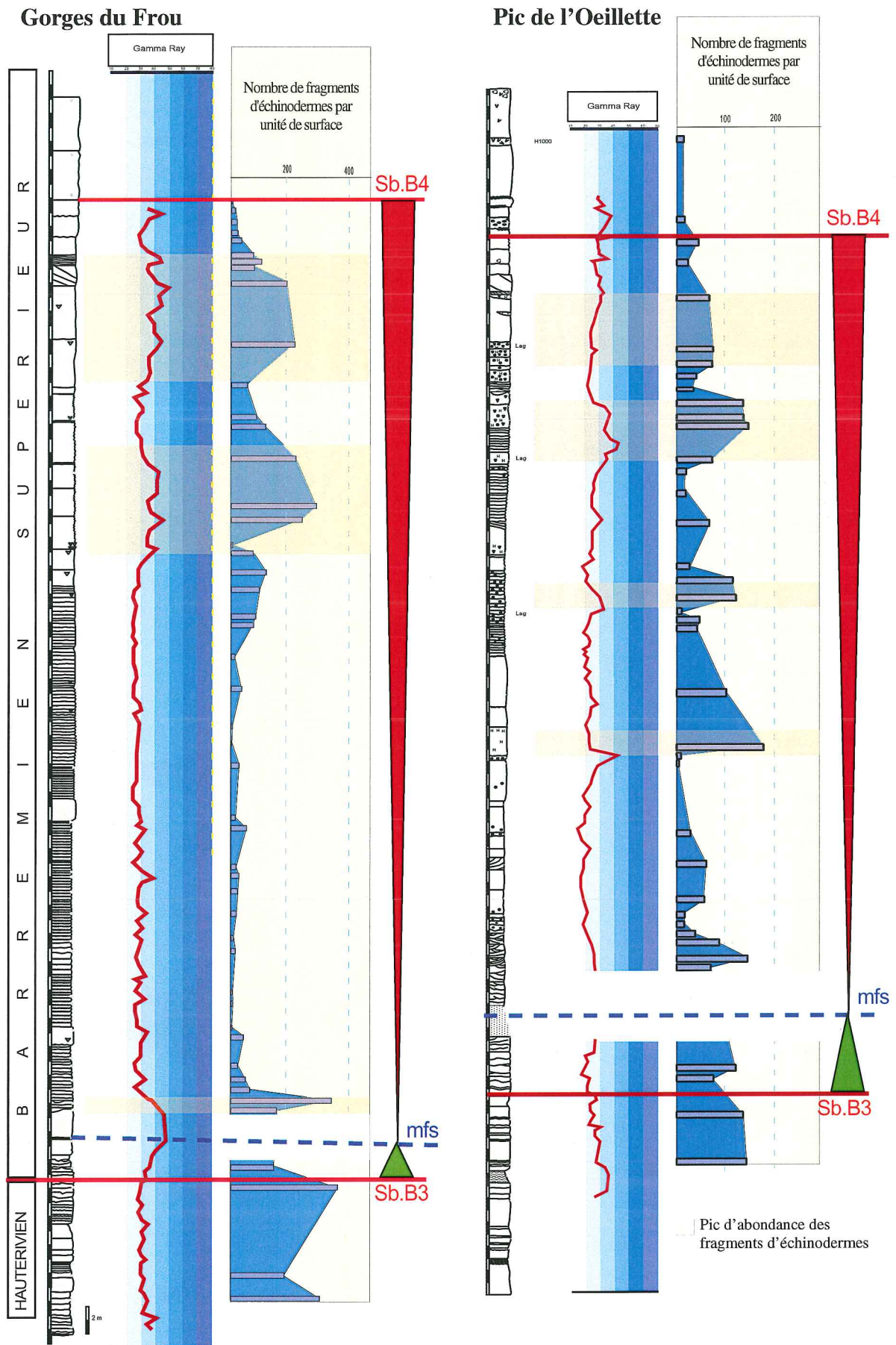


FIG. 80.- Corrélation entre l'abondance des fragments d'échinodermes et les variations de la courbe gamma-ray dans la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillette.

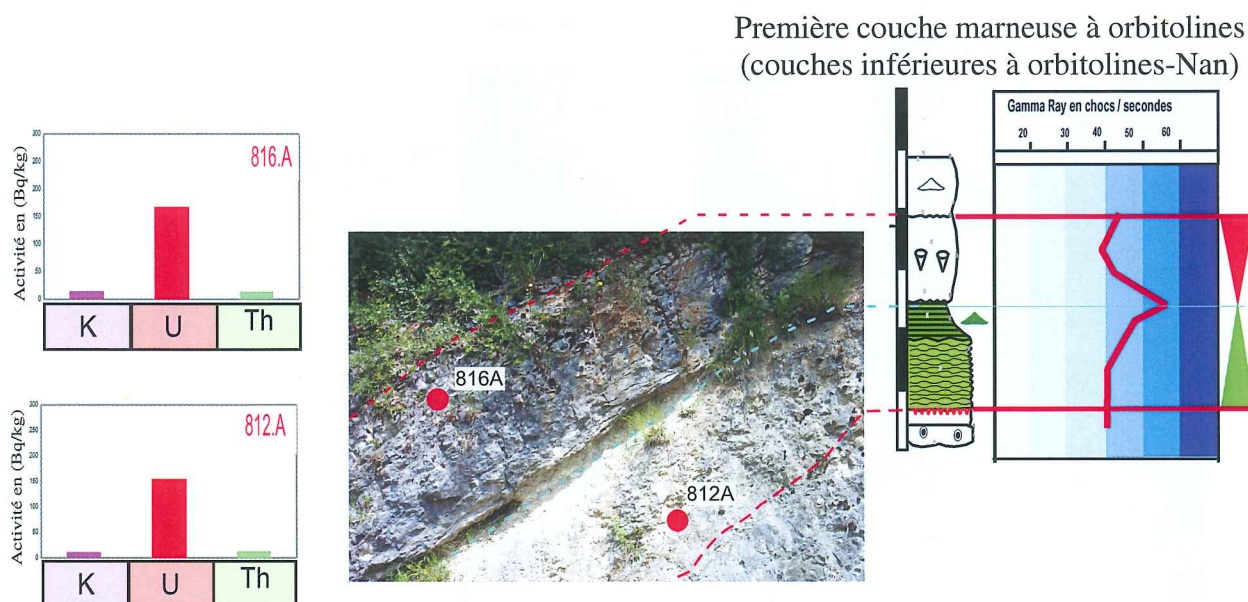


FIG. 81.- Résultats des analyses isotopiques en spectrométrie gamma à bas bruits de fonds effectuées sur des échantillons provenant de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.

Pic de l'Oeillette et des Gorges du Frou). Cette corrélation (fig. 80) confirme ces observations car on note que les zones d'abondance des fragments d'échinodermes sont systématiquement accompagnées d'une élévation de la radioactivité.

Pour résumer, on peut dire que les variations de la courbe gamma-ray dans la séquence de dépôt BA3 sont principalement dues aux variations de teneurs en uranium. Ces variations sont en étroite relation avec la fréquence des fragments d'échinodermes. Cette observation a été vérifiée dans trois coupes différentes.

On peut, alors, en conclure que l'uranium se concentre principalement dans ces fragments d'échinodermes. Cette conclusion rejoint les observations faites par Fiet et Gorin [2000] qui ont réalisé des cartographies par traces de fission dans des sédiments pélagiques à dominance carbonatée du bassin des Marches-Ombrie en Italie, et ont remarqué que l'uranium se concentre préférentiellement dans les fragments d'échinodermes.

À ce stade de l'étude on ne peut pas dire si l'uranium est présent dès l'origine dans les échinodermes ou, au contraire, s'il se fixe tardivement dans ces fragments lors de la diagenèse.

4.3. Origine de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines

Deux échantillons provenant de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines ont été analysés au spectromètre gamma à bas bruits de fond. Ces deux échantillons ont été prélevés respectivement à la base et au sommet de la paraséquence contenant la première couche marneuse à orbitolines dans la coupe des Gorges

du Nan. Les résultats de ces analyses (fig. 81) montrent que, contrairement à ce qu'on attendait, les activités du potassium et du thorium dans ces niveaux marneux n'augmentent pas de manière significative par rapport aux échantillons calcaires de la séquence BA3. Les activités de l'uranium sont, par contre, largement supérieures à la moyenne des valeurs de la séquence BA3.

Comme pour la séquence de dépôt BA3, nous avons réalisé des analyses ICP-MS pour déterminer les variations des teneurs en uranium, thorium et potassium dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines, afin de pouvoir les comparer avec la réponse gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable. Les analyses ICP-MS ont été réalisées sur 27 échantillons de la coupe des Gorges du Nan et 29 échantillons des Gorges du Frou (tableaux annexes 9 et 10).

Les résultats des analyses ICP-MS des échantillons des Gorges du Nan sont présentés dans la figure 82. Sur cette figure sont reportés les spectres des teneurs en potassium (suivant une échelle logarithmique), thorium et uranium (échelle linéaire), la courbe gamma-ray et les diagrammes de distribution des teneurs en U, Th et K en fonction des valeurs de la radioactivité gamma enregistrées à l'aide du scintillomètre portable à l'endroit même où a été prélevé l'échantillon analysé.

D'après cette figure, on note qu'il existe une bonne corrélation entre le spectre de l'uranium et la courbe gamma-ray. À l'image de la séquence de dépôt BA3, les deux courbes évoluent de manière très similaires et sont constamment parallèles. Cette bonne corrélation est prouvée par le diagramme (A) qui montre qu'une corrélation linéaire est possible entre les teneurs en uranium et la radioactivité gamma totale enregistrée sur le terrain.

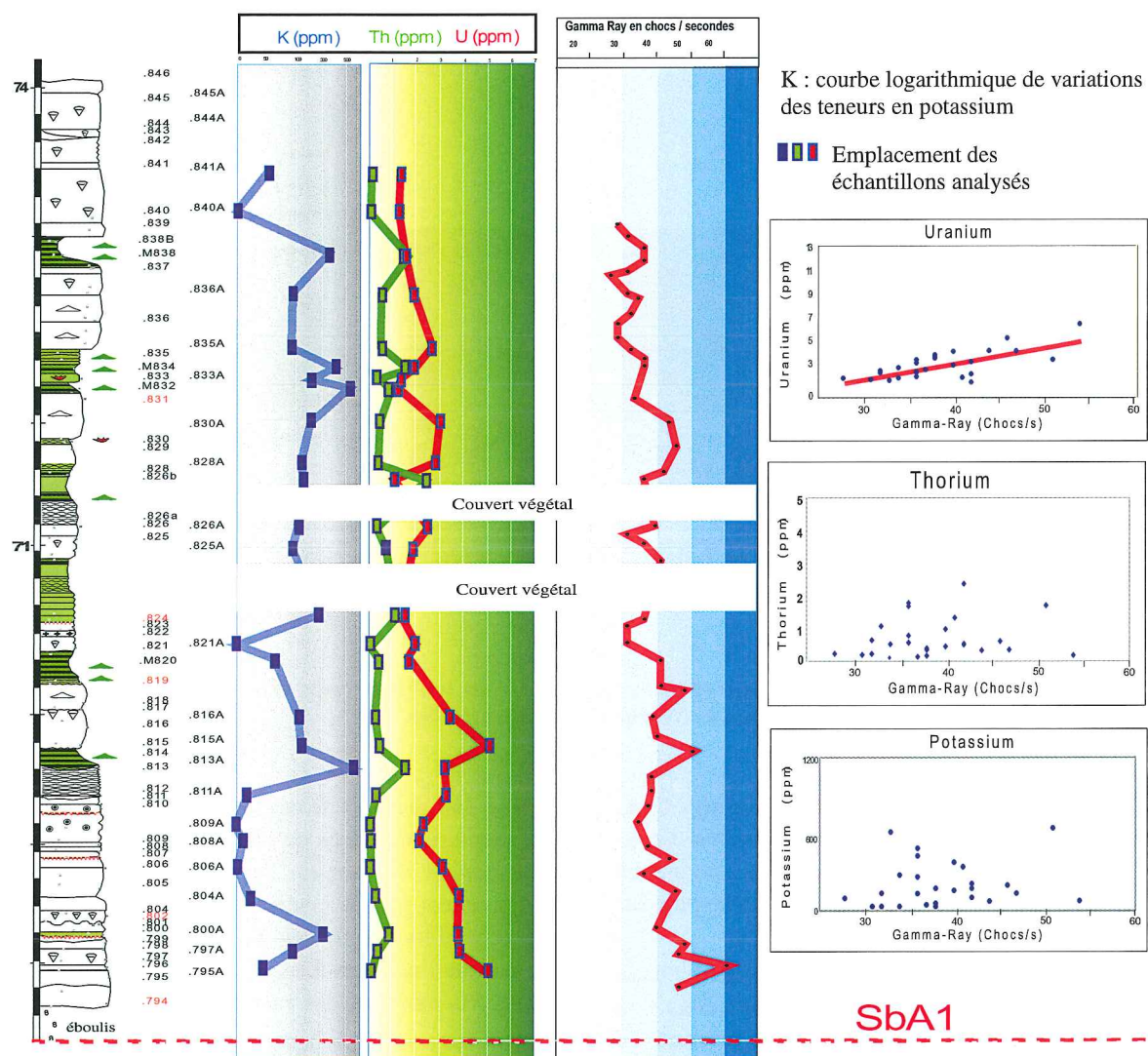


FIG. 82.- Corrélation entre les spectres du potassium, du thorium et de l'uranium obtenus par ICP-MS et la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.

Aucune corrélation systématique n'est, par contre, possible entre les spectres du potassium et du thorium et la courbe gamma-ray. Ces deux derniers spectres montrent, toutefois, des pics positifs au voisinage des niveaux marneux à orbitolines.

Dans la partie inférieure calcaire, les valeurs relativement élevées de la radioactivité gamma sont dues à la richesse de cette partie en uranium comme le montre le spectre de ce dernier. Mis à part un pic correspondant au niveau marneux qui tapisse le *hard ground* à *Pygaulus*, les teneurs en potassium et en thorium sont très faibles dans cette partie.

Dans la partie supérieure dominée par les faciès marneux à orbitolines, les teneurs en uranium baissent progressivement de la base vers le sommet. Cela se traduit par une tendance générale à la baisse de la radioactivité totale au niveau de la courbe gamma-ray. Pourtant, dans cette partie les teneurs en potassium et en thorium augmentent considérablement surtout dans les niveaux marneux à orbitolines.

Les spectres du potassium et du thorium sont de bons indicateurs lithologiques : les niveaux marneux sont bien marqués par des pics positifs en ces deux éléments alors que les niveaux relativement plus calcaires sont marqués par des baisses des teneurs en ces deux éléments. Les variations au niveau de la courbe gamma-ray sont beaucoup plus sensibles aux variations des teneurs en uranium qui ne montrent pas d'augmentations systématiques des teneurs dans les marnes : certains niveaux calcaires marneux (exemple : échantillons 828A et 230A) sont plus riches en uranium que les marnes voisines (échantillon 826A). D'autres niveaux marneux sont marqués par des pics importants des teneurs en uranium (exemple : échantillon 813A).

La comparaison entre les spectres des teneurs en uranium, thorium et potassium de l'intervalle des CIO de la coupe des Gorges du Nan et ceux des Gorges du Frou (fig. 83) montre que :

– Dans les Gorges du Frou, contrairement à la coupe des Gorges du Nan, la partie supérieure marneuse des CIO

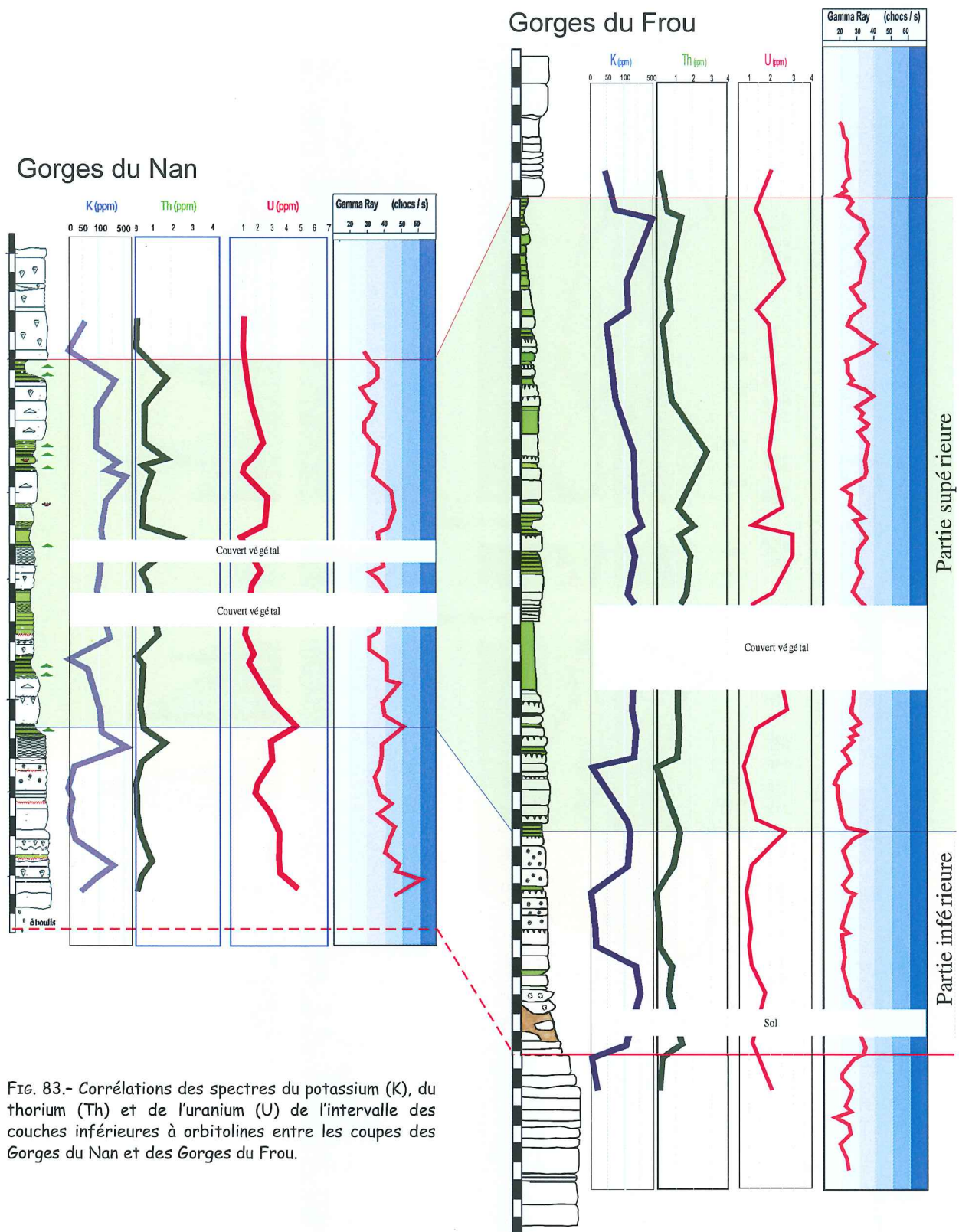


FIG. 83.- Corrélations des spectres du potassium (K), du thorium (Th) et de l'uranium (U) de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Gorges du Nan et des Gorges du Frou.

est caractérisée par des réponses gamma-ray relativement plus élevées que dans la partie inférieure calcaire. Cette augmentation de la radioactivité totale s'explique par une augmentation des teneurs en uranium et en thorium dans cette partie ;

– Les teneurs en potassium sont très proches entre les deux coupes tandis que les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans les niveaux marneux ;

– Les spectres du potassium et du thorium montrent des évolutions similaires entre les deux courbes avec une bonne correspondance entre les élévations des teneurs de ces deux éléments et les niveaux marneux. Le potassium et le thorium semblent être de bons indicateurs de lithologie et peuvent être utilisés comme outils de corrélation entre les coupes ;

– L'uranium, au contraire, montre une tendance

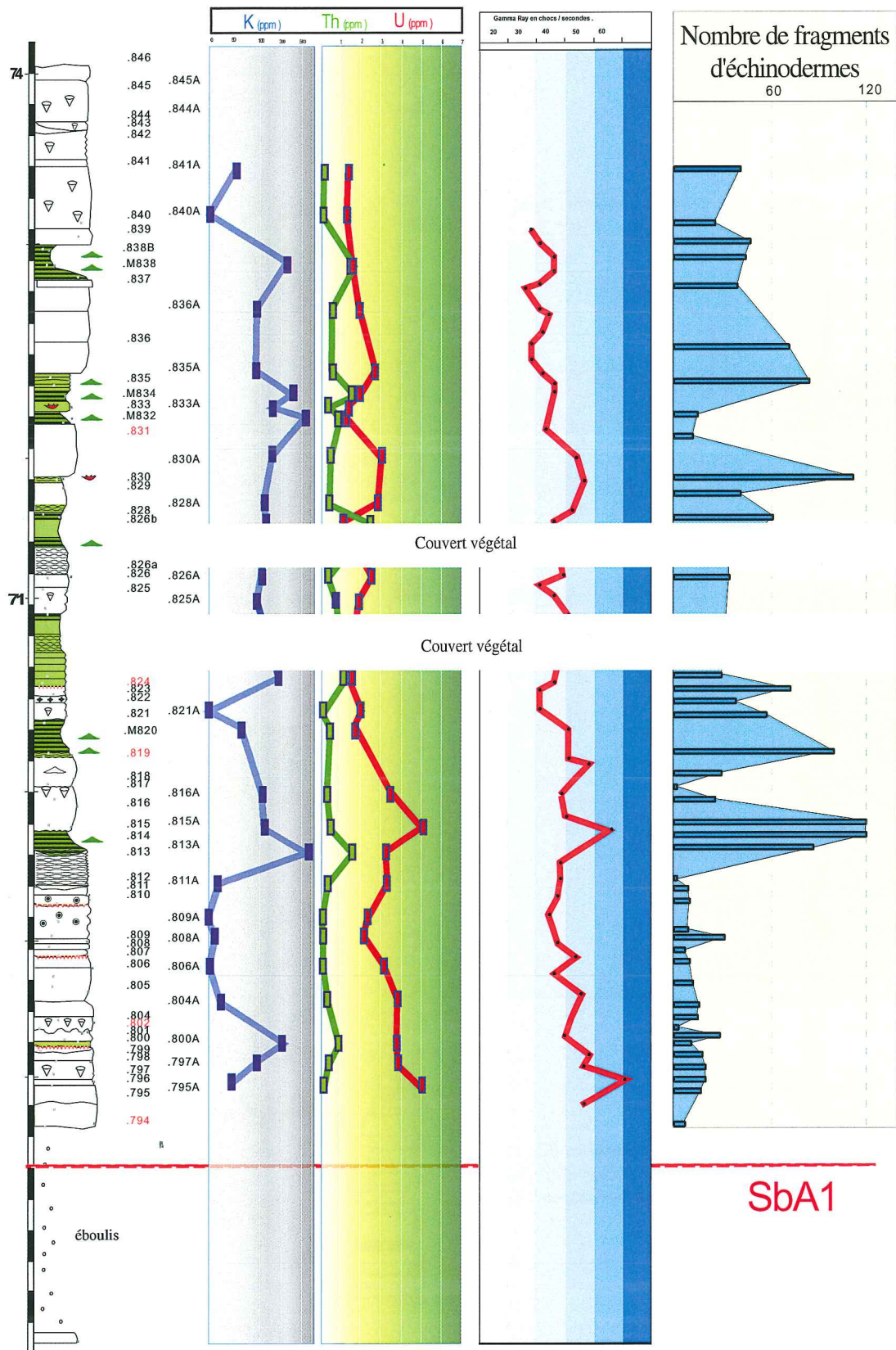


FIG. 84.- Correspondance entre les spectres des teneurs en K, Th, et U, la courbe gamma-ray et l'abondance des fragments d'échinodermes dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.

générale à la diminution des teneurs depuis la partie inférieure calcaire vers la partie supérieure marneuse au Nan et une évolution inverse au Frou avec une tendance

à l'augmentation des teneurs dans les marnes. Dans les deux cas la courbe gamma-ray totale suit l'évolution des teneurs en uranium.

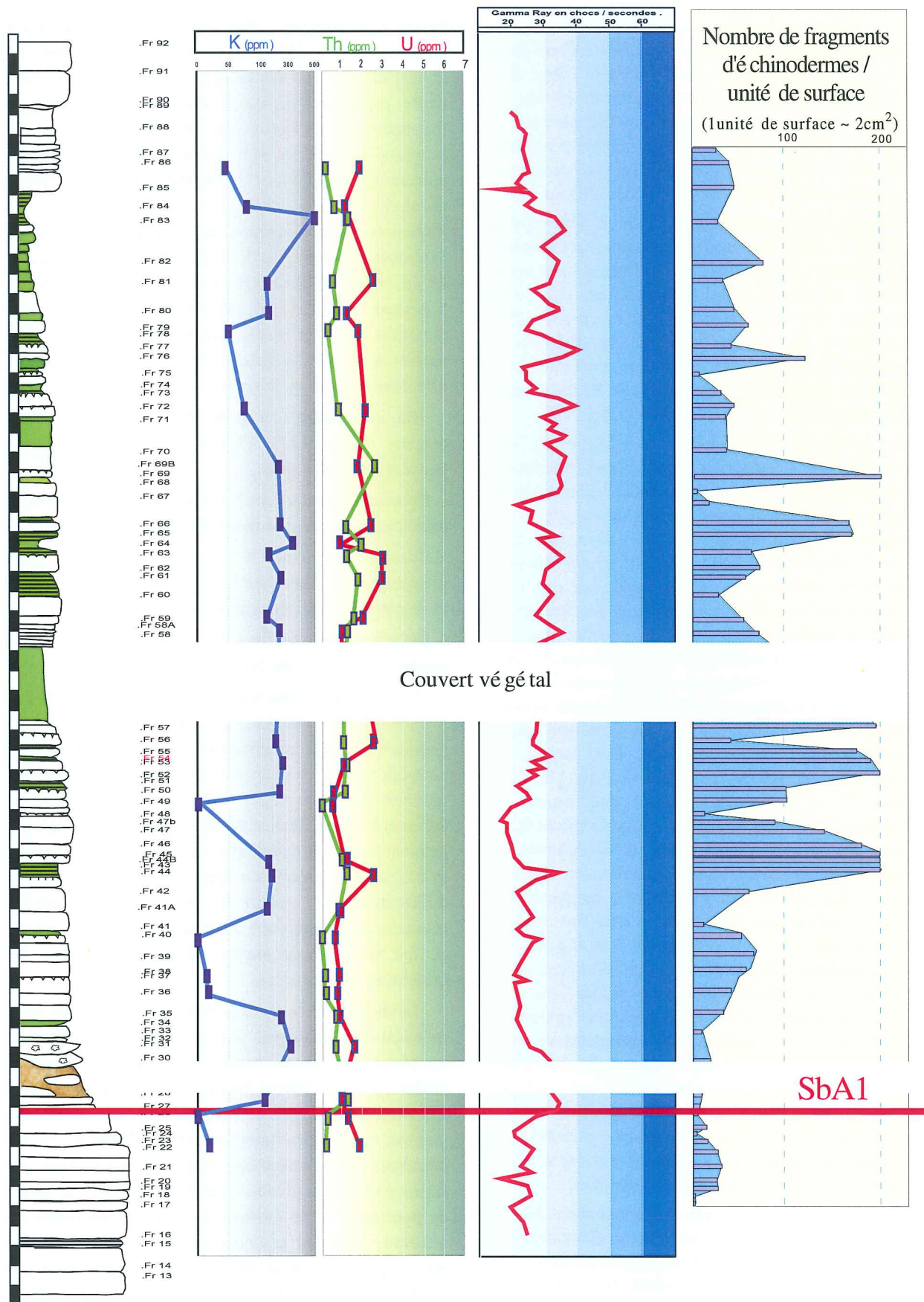


FIG. 85.- Correspondance entre les spectres des teneurs en K, Th, et U, la courbe gamma-ray et l'abondance des fragments d'échinodermes dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Frou.

Les variations de la courbe gamma-ray totale mesurée à l'aide du scintillomètre sont très étroitement liées aux variations des teneurs en uranium même dans les niveaux riches en marnes et en éléments détritiques. L'origine de cet uranium ne semble pas être liée exclusivement à la présence d'éléments détritiques et argileux comme en témoignent les teneurs élevées en cet élément dans les niveaux calcaires de la base des CIO au Nan.

Puisque nous avons remarqué dans la séquence de dépôt BA3 que l'uranium se concentre préférentiellement dans les fragments d'échinodermes, nous avons essayé de vérifier si, dans l'intervalle des CIO, cette observation reste vraie. Nous avons alors reporté en face des spectres des teneurs en uranium, thorium et potassium les nombres des fragments d'échinodermes extraits des tableaux de comptage des CIO des Gorges du Nan (fig. 84) et des Gorges du Frou (fig. 85).

La partie inférieure calcaire des Gorges du Nan, caractérisée par les teneurs les plus élevées en uranium, est relativement pauvre en fragments d'échinodermes. La présence de ces derniers ne peut pas expliquer cet enrichissement en uranium. Il existe, alors, une autre source d'uranium dans cette partie située au voisinage de la limite de séquence SbA1. Rappelons que nous avons observé une élévation similaire des teneurs en uranium au voisinage de la limite de séquence émergitive SbB4 (sommet de la séquence BA3), au niveau du karst. L'uranium étant un élément facilement mobilisable en solution, la circulation des fluides météoriques enrichis en uranium durant l'émersion peut être une source d'enrichissement en cet élément. Les travaux de Gvirtzman *et al.* [1973], Broecker et Peng [1982] et Slowey *et al.* [1996] ont montré que, quand les carbonates marins sont exposés aux agents météoriques (durant les phases d'émersion), la dissolution de l'aragonite est une source d'enrichissement en uranium. Les *low-Mg calcite* (ou calcite peu magnésienne) d'origine météorique montrent, ainsi, des teneurs élevées en uranium. Dans la coupe du Frou (fig. 85), les roches encadrant la limite de séquence SbA1 sont, aussi, associées à une réponse gamma-ray élevée liée, cette fois-ci, à un pic des teneurs en potassium et en thorium au voisinage du sol argileux. Les anomalies diagénétiques associées aux limites de séquences émergitives sont donc des sources d'enrichissement en isotopes radioactifs émetteurs de rayons gamma ce qui expliquerait les pics de gamma-ray observés au voisinage des limites de séquences de dépôt et de certaines limites de paraséquences émergitives.

Dans la partie supérieure marneuse des CIO des Gorges du Nan (fig. 84), la présence en abondance des fragments d'échinodermes est associée à des élévations des teneurs en uranium. Cependant, la présence des fragments d'échinodermes ne peut pas à elle seule expliquer les variations observées des teneurs en uranium (et par conséquent de la courbe gamma-ray) : la tendance générale à la baisse des teneurs en uranium (et de la réponse gamma-ray totale) depuis la base vers le sommet de cet ensemble n'est pas accompagnée par une

baisse progressive du nombre des fragments d'échinodermes. Cette observation est confirmée au niveau de la coupe des Gorges du Frou où, dans cette partie supérieure marneuse des CIO, le nombre de fragments d'échinodermes par unité de surface diminue progressivement de la base vers le sommet, alors que les teneurs en uranium et la courbe gamma-ray totale montrent une tendance inverse. L'abondance des fragments d'échinodermes ne peut pas à elle seule expliquer les variations de teneurs en uranium et, ainsi, de la courbe gamma-ray dans ces faciès riches en minéraux argileux et détritiques terrigènes. Les minéraux argileux et détritiques fréquents dans cette partie des CIO semblent être, aussi, une source d'enrichissement en uranium.

En conclusion, on peut dire qu'au moins trois origines différentes de l'uranium dans les carbonates peuvent être distinguées :

- l'uranium contenu dans les fragments d'échinodermes, principalement dans les faciès à dominance calcaire,
- l'uranium associé à la circulation des eaux météoriques au niveau des limites de séquences de dépôt et de certaines paraséquences émergives,
- l'uranium contenu dans les minéraux détritiques et argileux au niveau des faciès carbonatés mixtes.

La réponse gamma-ray totale est principalement due à l'activité de l'uranium. Les variations de la courbe gamma-ray totale enregistrées à l'aide du scintillomètre portable sont donc dues aux variations des teneurs en uranium dans les roches. Les variations latérales de faciès et les modifications diagénétiques différentes que peuvent subir les carbonates au cours de leur histoire font que les teneurs en uranium peuvent être très différentes d'un endroit à l'autre dans les mêmes niveaux stratigraphiques. La courbe gamma-ray est de ce fait un mauvais moyen de corrélation entre les ensembles lithologiques.

Le thorium et le potassium sont par contre de bons indicateurs lithologiques puisqu'ils se concentrent dans les niveaux riches en minéraux détritiques et argileux tandis que leurs teneurs sont très faibles dans les faciès calcaires purs. Leurs contributions à la radioactivité gamma totale, pratiquement nulle dans les faciès calcaires, est relativement plus importante dans les faciès carbonatés mixtes. Toutefois, l'unique présence de potassium et de thorium dans ces faciès riches en minéraux argileux et détritiques n'est pas suffisante pour expliquer l'élévation de la radioactivité totale. La corrélation habituellement faite entre pics de gamma ray et pics d'argilosité n'est pas toujours vraie. Les spectres du thorium et du potassium sont, par ailleurs, de meilleurs outils de corrélation lithologique que la courbe gamma-ray totale.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans le cadre de ce travail de recherche nous nous sommes intéressés à l'étude de l'origine de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme. Ce projet de recherche, financé par le Groupe Total, réalisé en cotutelle entre l'université Joseph Fourier (Grenoble 1) et l'université de Sfax (Tunisie), avait pour but d'identifier les éléments radioactifs associés aux différents types de faciès carbonatés, leur localisation et leur contribution respective au signal gamma total de ces roches, d'une part, pour mieux connaître l'origine de cette radioactivité et, d'autre part, pour proposer une méthode qui permette une meilleure utilisation des enregistrements gamma dans le cadre des interprétations séquentielles et environnementales à partir des diagraphies de puits.

Nous avons choisi deux intervalles carbonatés bien particuliers pour réaliser cette étude :

- Le premier intervalle correspond à la séquence de dépôt BA3 qui représente la base des calcaires urgoniens depuis le Vercors méridional jusqu'au Jura méridional. Cette séquence de dépôt a été étudiée dans trois coupes des massifs subalpins septentrionaux (Vercors et Chartreuse) et deux coupes du Jura suisse (région de Neuchâtel).
- Le deuxième intervalle correspond aux couches inférieures à orbitolines (CIO) associées à la première transgression de l'Aptien inférieur et faisant partie de la séquence de dépôt Ap1. Il s'agit d'un intervalle marno-calcaire riche en orbitolines et en éléments détritiques. Cet intervalle a été étudié dans quatre coupes des environs de Grenoble, une coupe en Espagne (bassin d'Organya) et une autre en Tunisie centrale (formation Serdj du Jebel Jediri).

Ce choix avait pour but d'étudier les deux cas extrêmes des faciès carbonatés, à savoir, d'un côté, un faciès calcaire pratiquement pur (séquence BA3) et, de l'autre côté, un faciès marneux riche en apports détritiques (CIO).

Nous avons réalisé une étude sédimentologique et séquentielle fine des coupes choisies tant sur le terrain qu'en laboratoire. Nous avons réalisé le comptage de la faune et de la flore pour l'ensemble des échantillons prélevés dans sept de ces coupes. Des corrélations de détail à une échelle centimétrique ont été réalisées dans ces deux intervalles tandis qu'une modélisation 3D a été effectuée à l'aide du logiciel Neptune dans le cadre du projet Carbonates du Groupe TOTAL à Pau.

Les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (^{18}O / ^{13}C) réalisées au niveau de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan (Vercors septentrional), du Jebel Jediri (Tunisie centrale) et d'Organya en Espagne nous ont permis de proposer un âge Bédoulien inférieur pour cet intervalle grâce à la corrélation établie avec la coupe stratotypique du Bédoulien de la région de Cassis-La Bédoule (Marseille). Une excursion positive à environ 3 pm caractérise le passage Barrémien supérieur – Bédoulien inférieur dans la coupe de la Bédoule. Cette excursion positive se retrouve à l'identique dans les trois autres coupes. Cette excursion est aussi caractéristique de l'événement anoxique OAE1A (*Ocean Anoxic Event 1A*) reconnu à l'échelle mondiale et qui serait l'équivalent de l'anoxie observée à Organya [Bernaus, 1998]. La limite de séquence SbA1 à la base des couches inférieures à orbitolines correspondrait à la limite Barrémien supérieur – Bédoulien inférieur.

Ces analyses des isotopes stables nous ont, aussi, permis d'identifier un important hiatus sédimentaire au-dessus de la limite de séquence de dépôt SbA2 dans la coupe du Jebel Jediri en Tunisie centrale.

Les enregistrements de la radioactivité totale ont été réalisés dans toutes les coupes étudiées à l'aide d'un scintillomètre portable. Ces enregistrements ont révélé qu'il existe une correspondance entre les anomalies de la radioactivité gamma (élevations et diminutions) et les faciès carbonatés. Les limites remarquables en stratigraphie séquentielle (limites de séquences de dépôt, maximum d'inondation [*mfs*] et certaines limites de paraséquences) sont associées à des pics de radioactivité gamma.

Les mesures réalisées à l'aide d'un scintillomètre portable ne permettent pas de préciser quels sont les radio-isotopes responsables des signaux enregistrés. Pour arriver à interpréter ces réponses radioactives, il était indispensable de compléter les analyses par :

- la spectrométrie- γ à bas bruit de fond qui permet d'identifier les principaux émetteurs γ de la roche ;
- l'analyse chimique, en particulier par ICP, pour connaître les teneurs en U, Th (par ICP-MS) et en K (par ICP-AES) qui sont les principaux émetteurs de rayons gamma dans les roches.

Les premières analyses en spectrométrie gamma à bas bruit de fond réalisées au CBPF (Rio de Janeiro) ont

permis de s'assurer que la désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}U se fait en système fermé. Les analyses complémentaires en ICP-MS des teneurs en uranium, thorium et potassium de plusieurs échantillons de carbonates ont révélé que c'est l'uranium et non le potassium qui est le principal responsable des émissions gamma naturelles élevées, même dans ces roches et même dans les niveaux les plus riches en minéraux détritiques et argileux. Certains intervalles très radioactifs sont associés à des faciès calcaires extrêmement pauvres en minéraux argileux et détritiques. Les faciès marins ouverts correspondant à des *maximum flooding surfaces* (*mfs*) sont, dans la majorité des cas, associés à de fortes radioactivités même quand ils sont formés par des calcaires purs (cas de la *mfs* de la séquence BA3).

Les analyses faciologiques nous ont permis de préciser que, dans ces niveaux calcaires, l'uranium se concentre préférentiellement dans **les fragments d'échinodermes**. Les faciès riches en ces derniers sont systématiquement associés à des radioactivités élevées dues à la présence de l'uranium. Les corrélations entre les pics de radioactivité et les pics d'argilosité, habituellement associées dans les diagraphies de puits, ne sont pas toujours vérifiées. Certains niveaux calcaires riches en fragments d'échinodermes sont beaucoup plus radioactifs que les niveaux marneux.

Les limites de séquences de dépôt et les limites de paraséquences émerives présentent aussi des réponses gamma assez élevées qui sont corrélées à des teneurs élevées en uranium. Cette élévation de la radioactivité est, dans ce cas, liée à la circulation au niveau de ces surfaces des eaux météoriques enrichies en uranium lors des phases d'émersion.

Pour comprendre les mécanismes de la concentration de l'uranium dans ces niveaux, il sera nécessaire de suivre le cycle géochimique de cet élément.

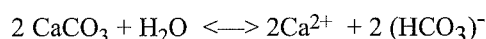
L'uranium et le thorium appartiennent à la série chimique des actinides ($90 < Z < 108$). Ce sont des métaux de transition facilement oxydables. L'uranium possède différents degrés d'oxydation : l'état U^{III} est un état réducteur, des états plus stables correspondent à U^{IV} et surtout U^{VI} dans l'ion uranyle $[\text{U}^{\text{VI}}\text{O}_2]^{2+}$.

Dans l'eau de mer on trouve en moyenne 2 ppb d'uranium et seulement 100 fois moins de thorium [Mensi, 1985]. L'uranium est beaucoup plus facilement mobilisable en solution que le thorium. Dans l'eau de mer et à température ordinaire, alors que le thorium est très vite absorbé ou précipité sous forme de $[\text{ThO}_2]$, l'uranium reste en solution sous forme de complexes carbonatés. Il participe au cycle du calcium et se retrouve concentré dans certains éléments carbonatés tels que les polypiers [Nguyen, 1978] et les échinodermes (ce travail).

Lors de la diagenèse, la dissolution des carbonates par les eaux météoriques provoque la remobilisation de

l'uranium et du thorium. La dissolution de la calcite magnésienne et de l'aragonite est une source d'enrichissement des eaux météoriques en uranium. Alors que ce dernier reste en solution, le thorium tend à se fixer sur les impuretés, principalement les minéraux argileux, d'où la richesse des formations argileuses en cet élément [Mensi, 1985].

Les eaux météoriques, rendues oxydantes par dilution d'oxygène, percolent à travers les sédiments carbonatés, réagissent et dissolvent ces carbonates selon la réaction



Les acides carboniques produits par cette réaction sont susceptibles de réagir avec l'ion uranyle $[\text{UO}_2]$ présent dans l'eau pour former des complexes carbonate-uranyle $\text{UO}_2[\text{HCO}_3]_3^{4-}$ (tricarbonate d'uranyle) qui précipitent dès qu'ils arrivent à sursaturation à cause de la chute de pression dans les cavités (karsts) [Mensi, 1985] ou dans les joints de bancs (limites des séquences de dépôt et des paraséquences émerives).

Nous avons pu démontrer par les comparaisons des courbes gamma-ray des différents niveaux étudiés que ces dernières ne sont pas de bons outils de corrélation dans les carbonates de plate-forme. La corrélation pic par pic habituellement utilisée lors de l'interprétation des diagraphies de radioactivité peut induire en erreur et conduire à corréler des niveaux stratigraphiques très différents. Les spectres du potassium et du thorium sont des moyens bien plus fiables pour les corrélations lithologiques : les pics d'abondance du potassium et du thorium sont systématiquement associés à des niveaux riches en minéraux argileux et détritiques.

La courbe gamma-ray peut, par contre, être utilisée pour réaliser un découpage séquentiel des séries de carbonates de plate-forme. Les pics de gamma-ray caractérisent dans la majorité des cas des limites remarquables en stratigraphie séquentielle (limites de séquences de dépôt, *mfs* et limites de paraséquences émerives). Utilisée en parallèle avec d'autres outils diagraphiques tel que la pendagemétrie, la courbe gamma-ray peut être un bon moyen de découpage séquentiel des séries de carbonates de plate-forme.

L'uranium est donc la source principale des émissions gamma dans les carbonates : ses concentrations varient selon la nature des faciès, les conditions de dépôt et l'histoire diagénétique de la roche. L'association entre teneur en uranium et présence de minéraux argileux ou détritiques n'est pas toujours vérifiée dans les environnements de carbonates de plates-formes. Par contre, il semblerait que la réponse radioactive (et donc la présence d'uranium) soit très fortement liée aux environnements de dépôt des carbonates. Il est alors possible d'utiliser la courbe gamma-ray pour des interprétations séquentielles dans ces carbonates de plates-formes.

Mais, la question primordiale reste : où se concentre l'uranium dans les carbonates ?

Des éléments de réponse seront probablement apportés par les cartographies par traces de fission que nous sommes en train de réaliser en collaboration avec des physiciens nucléaires. Après quoi, nous serons,

peut-être, capables de prédire les réponses gamma et de mieux interpréter les diagraphies de puits en terme d'environnements de dépôt et de stratigraphie séquentielle.

Remerciements

Cette thèse, commencée en novembre 2000, a été réalisée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de l'Université Joseph Fourier (Grenoble I) dans le cadre d'une cotutelle avec l'université de Sfax pour le sud tunisien. Ce projet a été financé par le Groupe TOTAL.

Je tiens à remercier particulièrement mes directeurs de thèse Annie Arnaud-Vanneau (directeur de recherche au CNRS), Hamed Ben Dhia (Professeur, recteur de l'Université de Sfax) et Gérard Poupeau (chargé de recherche au CNRS) de m'avoir choisi pour mener ce travail et d'avoir été toujours présents pour qu'il s'achève dans les meilleures conditions. À Annie un grand merci pour avoir assuré ma formation en stratigraphie séquentielle, en micropaléontologie et en étude sédimentologique et diagénétique des carbonates de plate-forme.

J'exprime toute ma reconnaissance à Hubert Arnaud (professeur à l'UJF) et Elisabeth Carrio (maître de conférence à l'UJF) pour avoir contribué à diriger ce projet et pour les discussions très enrichissantes qu'on a pu avoir tant sur le terrain qu'en laboratoire durant les quatre années que j'ai passé au LGCA. Je remercie également Jamel Ouali (maître assistant à l'ENIS) et Ihsen Zghal (maître assistant à la Faculté de Sciences de Sfax) d'avoir accepté de diriger activement ce travail.

Je remercie également Gérard Massonnat (TOTAL) pour le grand intérêt qu'il a apporté à mon travail et pour avoir contribué à sa réalisation dans les meilleurs conditions. Par son intermédiaire, je souhaite remercier le groupe TOTAL

d'avoir contribué au financement de ce projet et d'avoir mis à ma disposition tous les moyens nécessaires à sa réalisation.

J'adresse mes remerciements à Thierry Adatte (chargé de cours à l'Université de Neuchâtel) et Alain Mascle (directeur de recherche au CNRS, directeur des enseignements à l'IFP) d'avoir accepté d'être rapporteurs et de participer à mon jury de thèse. Mes remerciements vont aussi à Monsieur le professeur Georges Mascle (UJF) d'avoir accepté de présider le jury.

Je tiens aussi à remercier Philippe Lapointe pour sa participation à ce jury et pour l'intérêt qu'il apporte à mon travail.

J'exprime ma reconnaissance à Virginie Matera (maître assistant à l'Université de Neuchâtel) pour sa contribution à la réalisation des analyses ICP-MS, à Simon Sheppard (professeur à l'ENS de Lyon) pour son aide précieuse dans les analyses des isotopes stables (O/C) et à Alice Rivera du Centre Brésilien de Recherche en Physique (CBPF, Rio de Janeiro) pour les mesures en spectrométrie gamma à bas bruits de fond et en ICP-MS d'une série d'échantillons.

Mes remerciements vont aussi à tous mes collègues du LGCA pour les bons moments que nous avons passés ensemble. À Julien, Jean Chris, Thomas, Vincent, François Martineau, qui vient malheureusement de nous quitter, et tous les autres, un grand merci.

Enfin, ce travail est dédié à ma très chère Cathy qui a toujours été là pour moi et à toute ma famille en Tunisie pour le grand soutien qu'ils ne cessent de m'accorder.

Références

- ADAMS J. A. S. & WEAVER C. E. (1956).— Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary processes: exemple of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **42**, 387-430.
- ARNAUD H. (1981).— De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémien-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. *Géologie Alpine*, mém. H. S. n°11, 804 p.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1989).— Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 3, 651-660.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1990).— Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and Northern Subalpine Chains (Southeastern France and Swiss Jura). *Spec. Publ. Int. Ass Sediment.*, **9**, 203-233.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU (1991).— Les calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie Alpine*, Grenoble, **67**, 63-79.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BLANC E. & BULOT L. (1993).— The Urgonien platform and its margin. ODP Leg 143 Post-cruise meeting field trip. *Géologie Alpine*, Sér. Sp. **3**, 59-104.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BLANC-ALÉTRU M-C, ADATTE T., ARGOT M., DELANOY G., THIEULOY J-P, VERMEULEN J., VIRGONE A., VIRLOUVET B. & WERMELLE S. (1998).— Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne dans le SE de la France. *Géologie Alpine*, **74**, 3-89.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. & THIEULOY J.-P. (1976).— Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux, France). *Newsl. Stratigr.*, Berlin-Stuttgart, **5**, 2/3, 143-159.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980).— Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes Occidentales). *Géologie Alpine*, mém. H. S. n°10, 874 p.
- ASIMOV I. (1982).— La conquête du savoir. Edit. Mazarine, 448 p.
- ASIMOV I. (1986).— L'univers de la science. Inter-Editions, 941 p.
- BADIOZAMANI K. (1973).— The Dorag dolomitization model — Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 965-984.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LEFÈVRE J. & SAINT-MARC P. (1981).— Le Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du centre-nord) ; microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **5**, 2, 193-267.
- BATHURST R. G. C. (1971).— Carbonate sediments and their diagenesis, *New York, Elsevier Sci. Pub.*, 620 p.
- BLANC-ALETRU M. C. (1995).— Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'urgonien jurassien : micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle, *Géologie Alpine*, mém. H. S. n° **24**.
- BRAVAIS A. (1840).— Sur les lignes d'anciens niveaux de la mer dans le Finnmark. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **10**, 691.
- BALIBAR F. (1991).— Physique moderne, Paris, Messidor-La Farandole, 120 p.
- BROECKER W.S. & PENG T.H. (1974).— Gas exchange rates between air and sea, *Tellus*, **26**, 21-35.
- BROECKER W.S., ÖSTLUND H.G. & PENG T.H. (1986).— The distribution of bomb tritium in the ocean, *J. Geophys. Res.*, **91**, 14331-14344.
- BROWN L., STENSLAND, G. J., KLEIN, J. & MIDDLETON, R. (1989).— Atmospheric deposition of ^7Be and ^{10}Be . *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **53**, 135.
- BROWN E. T., EDMOND J. M., RAISBECK G. M., BOURLES D. L. & YIOU F. (1992).— Beryllium isotope geochemistry in tropical river basins. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **56**, 1607.
- BROWN L. F. & FISHER W. L. (1977).— Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **26**, 213-248.
- BUCKLAND W. (1823).— Reliquae diluvianae ; or observations on the organic remain contained in cave, fissures, and alluvial gravel, and on other geological phenomena attesting the action of a universal deluge. *John Murray, London*, 303 p.
- BUROLLET P. F. (1956).— Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, *Ann. Mines Géol.*, **18**, 350 p.
- BUSNARDO R., CLAVEL B., CHAROLLAIS J. & SCHROEDER R. (1991).— Le passage Barrémien-Hauterivien au Mont Aiguille (Vercors, France) : biostratigraphie et interprétation séquentielle, *Revue Paléobiologie*, Genève, **10**, 2, 359-364.
- Carozzi A.W. (1992).— De Maillet's Telliamed (1748). The diminution of the sea or the fall portion of a cosmic eustatic cycle. In: Eustasy: the ups and downs of a major geological concept (Ed. by R. H. Dott, Jr.). *Geol. Soc. Am. Mem.*, **180**, 17-24.
- CHOQUETTE P. W. & JAMESON. P. (1987).— Diagenesis 12. Diagenesis in limestones 3. The deep burial environment. *Geoscience Canad.*, **14**, 3-35.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R. & BUSNARDO R. (1987).— Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Ecologiae Geol. Helv.*, **80**, 1, 59-68.
- CLAVEL B., SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & BUSNARDO R. (1994).— Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Pub. Dep. Geol. Paléont. Univ. Genève*, **14**, 1-14.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R. & BUSNARDO R. (1995).— Réflexion sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse

- séquentielle : exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **19**, 635.
- CLOEWINGH S. (1988).— Intraplate Stress : a tectonic cause for third order cycles in apparent sea level. In: *Sea level changes - an integrate approach* (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Husting, C. G. St Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner). *Special publication, Soc. of Economic Paleontologists And Mineralogists, Tulsa*, **42**, 19-30.
- CRAMEZ C. (1990).— Glossaire de stratigraphie séquentielle, *Rev. Inst. Français Pétrole*, **45**, 3, 435-453.
- DAMOTTE R., ZGHAL I. & BISMUTH H. (1987).— Les marnes de l'Hauterivien-Barrémien du Jebel Mrhila (Tunisie centrale) : analyse biostratigraphique et contexte paléogéographique. *Cahiers Micropal.*, **2**, 2, 5-24.
- DESBRAND R. (1968).— Théorie et interprétation des diagraphies. Publication de l'Institut français du Pétrole, 545 p.
- DICKSON J. A. D. (1990).— Carbonate mineralogy and chemistry. In M. E. Tucker, and V. P. Wright, Eds., *Carbonate sedimentology*. Oxford Blackwell Scientific Publication, 284-313.
- DUNHAM R. J. (1962).— Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks symposium. Tulsa, Ok, United States, Am. Ass. Petrol. Geol.*, 108-121.
- DUVAL B., CRAMEZ C. & VAIL P. R. (1992).— Type and hierarchy of stratigraphic cycles. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins international symposium (Dijon, France)* (Ed. by Centre Nat. Rech. Sci.) *Abstract*, 44-45.
- EMERY D. & MEYERS K. J. (1996).— Sequence stratigraphy. *Ed. Oxford, Blackwell Sciences*.
- ERBA E. (1996).— The Aptian stage. *Second international symposium on Cretaceous stage boundaries, Brussels, Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*.
- EVANS R. D. (1955).— The atomic nucleus, *Mcgraw-Hill, New York*. [1.2, 1.3.1, 5.1, 5.4].
- EYAL Y. & OLANDER D.R. (1990).— Leaching of Uranium and Thorium from monazite: I. Initial leaching", *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **54**, 1867-1877.
- FIET N. & GORIN G. E. (2000).— Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphic correlations in the carbonate-dominated, organic rich, pelagic Albian sediments in Central Italy. *Eclogae Geol. Helv.*, **93**, 175-181.
- FOLK R. L. (1974).— The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity . *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 40-53.
- FOLK R. L. (1959).— Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **43**, 1, 1-38.
- GABELMAN W. (1977).— Migration of uranium and thorium-exploration significance. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.P., OUTIN J.M. & THOMAS E. (1998).— Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **327**, 237-243.
- GALLOWAY W. E. (1989).— Genetic stratigraphic sequences in basin analyses: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **73**, 125-142.
- Grabau A. W. (1940).— The rhythm of the age. *Henri Vetch, Pecking*, 561 p.
- HAQ B. U., J. HARDENBOL & P. R. VAIL (1987).— Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 4793, 1156-67.
- HALLEY R. B. & HARRIS P. M. (1979).— Fresh water cementation of a 1.000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 969-988.
- HARRISON R. S. (1975).— porosity in pleistocene grainstones from Barbados : some preliminary observations. *Bulletin of Canadian Geology*, **23**, 383-392.
- HUNT D. & TUCKER M. E. (1993).— The mid-Cretaceous Urgonian platform of SE France. In T. Simo, R. W. Scott and J. P. Masse (Editors), *Atlas of Cretaceous carbonates platforms. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **56**, 409-453.
- HUTTEN J. (1788).— Theory of the Earth. *Proc. Royal Soc. Edinburgh*.
- JAMES N. P. & CHOQUETTE P. W. (1983).— Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canada*, **10**, 162-179.
- JAMES N. P. & CHOQUETTE P. W. (1984).— Diagenesis 9. Limestone – The meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, **11**, 161-194.
- JERVEY M. T. (1988).— Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequence and their seismic expression. In: *Sea level changes: an integrate approach* (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Husting, C. G. St Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner). *Special publication, Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa*, **42**, 47-69.
- LAND L. S. (1973).— Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Coral Reef Project. Coral Gables, FL, United States, Rosenstiel school of marine and atmospheric science, University of Florida*. **23**, 1, 64-92.
- LAND L. S. (1986).— Limestone diagenesis: some geochemical considerations. In F. A. Mumpton, Ed. *Studies in diagenesis*. Washington, D. C., *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1578**, 129-137.
- LYELL C. (1835).— The bakerian lecture on the proofs of a gradual rising of land in certain parts of Sweden. *Phylos. Trans. R. Soc. Lond.*, **125**, 1-38.
- MATTHEWS R. K. (1984).— Dynamic stratigraphy: Englewood cliffs. *Nj, Prentice-Hall*, 489 p.
- MATTHEWS R. K. (1974).— A process approach to diagenesis of reef and reef-associated limestones. In L. F. Laporte, Ed. *Reef in time and space, Tulsa, Ok, Sepm, Special Publication*, **18**, 234-256.
- MENSI G. (1985).— Géochronologie – Famille de ^{238}U : contribution à la datation – ^{10}U par spectrométrie α de formations du Würm III – IV. Mém. DEA de géologie appliquée, Université Scientifique et Médicale Grenoble I, 86 p.
- MILANKOVITCH M. (1920).— Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. *Gautier-Villars, Paris*, 338 p.
- MITCHUM R. M., JR. & VAIL P. R. (1977).— Seismic stratigraphy and global change in the sea-level, part 7: Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequence. In: *Sismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration* (Ed. by C.E. Payton). *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa*, **26**, 135-144.

- MITCHUM R. M., JR., VAIL P. R. & THOMPSON S. (1977).— Seismic stratigraphy and global change in the sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analyses. In: Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration (Ed. by C.E. Payton). *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa*, **26**, 53-62.
- MOJON P. O. (1996).— Précision sur l'intervalle Valanginien – Barrémien de la biozonation des Charophytes du Crétacé inférieur du Maestrazgo (Chaîne ibérique orientale, Espagne) et sur la biozonation des Charophytes de l'intervalle Jurassique supérieur-Crétacé de l'Europe occidentale. *Géologie Alpine*, Grenoble, **72**, 61-99.
- MOORE J. H. (2001).— carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in sedimentology*, vol. 55 (Elsevier), Colorado School of Mine, Golden, Co & Louisiana University.
- MOORE C. H. (1989).— Carbonate diagenesis and porosity. *New York, Elsevier*, 338 p.
- MOORE J. C. C., COWAN D. S. C. & KARIG D. E. C. (1985).— Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes. *Geology Boulder*, **13**, 1, 77-79.
- MOORE R. C., Ed. - (1969 - 1971).— Treatise on invertebrate paleontology. Part N. Mollusca 6 (Bivalvia). *Lawrence, Geological Society of America & University of Texas*.
- MORSE J. W. & MACKENZIE F. T. (1990).— Geochemistry of sedimentary carbonates. *New York, Elsevier Scientific Publ. Co*, 696 p.
- M'RABET (1981).— Stratigraphie, sédimentation et diagenèse des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay*, 540 p.
- NGUYEN D. G. (1978).— Thermoluminescence du corail. Contribution aux recherches en datation T. L., Thèse 3^e Cycle, Université Bordeaux I.
- PALMER A. N. (1995).— Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks. In D. A. Budd, A. H. Saller & P. M. Harris, Eds., Unconformities and porosity in carbonate strata, *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir, Tulsa*, **63**, 77-101.
- PÈRÈS J.-M. (1961).— Océanographie biologique et biologie marine. Paris, Puf.
- POSAMENTIER H. W. (1988).— Fluvial deposition in a sequence stratigraphic framework. In: Sequence, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface (Ed. by D. P. James & D. A. Leckie). *Memoir of Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary*, **15**, 582-583.
- PURSER B. H., BROWN A. & AISSAOUI (1994).— Nature, origin and evolution of porosity in dolomite. In B. Purser, M. Tucker & D. Zenger, Eds., Dolomites, International Association of Sedimentologists Special Publication, **21**, 283-308.
- RABAUTE A. (1998).— Obtenir une représentation en continu de la lithologie et de la minéralogie – exemple d'application du traitement statistique de données de diagraphies aux structures sédimentaires en régime de convergence de plaques (Leg ODP 134, 156 et 160). *Thèse Univ. Montpellier II*, 264 p.
- RADDADI M. C. (2004).— Étude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques, *Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble I*, 219 p.
- RASBURY E. T., WILLIAMS J. M., HANSON G. N., GOLDSTEIN R. H. & SALLER A. H. (2000).— Relationship of uranium to petrography of caliche paleosols with application to precisely dating the time of sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 3, 604-618.
- RUellan S. (2003).— Caractérisation et qualification des processus de dissolution karstique – approche statistique et expérimentale : exemple des faciès carbonatés des chaînes subalpines, France. *Mémoire de DEA, Dynamique de la lithosphère des marges océaniques aux chaînes de montagnes, Univ. Joseph Fourier, Grenoble*.
- SALLER A. H. (1984a).— Diagenesis of Cenozoic limestones on Enewetak atoll. *Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana*, 363 p.
- SANDERBERG P. A. & HUDSON J. D. (1983).— Aragonite relic preservation in jurassic calcite-replaced Bivalves. *Sedimentology*, **30**, 879-892.
- SERRA O. (1979).— Diagraphies différées – bases de l'interprétation. Tome 2 : interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 7, Edit. 1985, 625 p.
- SLOSS L. L., KRUMBEIN W. C. & DAPPLES E. C. (1949).— Integrate facies analyses. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **39**, 91-124.
- STEINEN R. P. & MATTHEWS R. K. (1973).— Phreatic vs. vadose diagenesis: stratigraphy and mineralogy of a cored borehole on Barbados. *W. I. Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 1012-1020.
- STILLE H. (1924).— Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Borntraeger, Berlin*, 443 p.
- STOESSSEL R. K. & MOORE C. H. (1983).— Chemical constraints and origin of four groups of Gulf Coast reservoir fluids. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa*, **67**, 896-906.
- TLATLI M. (1980).— Etude des calcaires de l'Albo-Aptien des Jebel Serdj et Bellouta (Tunisie centrale). *Thèse 3^e Cycle, Univ. de Provence et d'Aix-Marseille II*, 187 p.
- TRABOLD G. L. (1996).— Development of the Urganian limestones in the Delphino-Helvetic realm (Northern Subalpin Chains, Haute-Savoie, France). *Sedimentology, sequence stratigraphy and biostratigraphie. Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **20**, 187 p.
- TUCKER M. E. & WRIGHT V. P. (1990).— Carbonate sedimentology. *Oxford, Blackwell Scientific Publication*, 482 p.
- VAIL P. R. (1987).— Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In : Bally, A.W. Ed., *Am. Ass. Petrol. Geol. Studies In Geology*, **27**, 1-10.
- VAIL P. R., AUDEMART F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ G. (1991).— The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentation – an overview. In: Cyclic stratigraphy (Ed. G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). *Springer-Verlag, New York*, 617-659.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., JR, TODD R. J., WEDMIER J. M. THOMPSON S., SANGRIE J. B., BODD J. N. & HATLEID W. G. (1977a).— Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Payton C.E. Ed., *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **26**, 49-212.
- VAIL, P. R. & J. R. HARDENBOL (1981).— Effect of sea-level change on shelf-slope boundary. *Am. Ass. Petrol. Geol., Pacific Section, 1986 Annual Meeting*, **65**, 5, 1003-1003.

- VEIZER, J., ALA D., AZMY K., BRUCKSCHEN P., BUHL D., BRUHN F., CARDEN G.A.F., DIENER A., EBNETH S., GODDERIS Y., JASPER T., KORTE C., PAWELLEK F., PODLAHA O.G. & STRAUSS H. (1999).— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater earth system evolution; geochemical perspective. *Chemical Geology*. J. Veizer, Ed., **161**, 59-88.
- VIÉBAN F. (1984).— Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux Chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. *Thèse Univ. Grenoble*, 293 p.
- WANLESS H. R. & SHEPPARD F. P. (1935).— Permo-Carboniferous coal series related to southern hemisphere glaciation. *Science*, **81**, 521-522.
- VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S. & HARDENDOL J. (1988).— An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea-level changes: an integrate approach (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Hasting, C. G. St C. Kendal, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner). *Special publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa*, **42**, 39-45.
- WERMEILLE S. (1996).— Étude sédimentologique, minéralogique et micropaléontologique des calcaires urgoniens de la région subalpine (Savoie, France). *Diplôme Univ. Neuchâtel*, 130 p.
- WEISSERT H. (1989).— C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change; a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, **10**, 1, 1-61.
- WEISSERT H. & BRÉHÉRET J.G. (1991).— A carbonate-isotope record from Aptian-Albian sediments of the Vocontian trough (SE France). *Bull. Soc. Géol. France*, **162**, 6, 1133-1140.
- WEISSERT H. & CHANNELL J. (1989).— Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling? *Paleoceanography*, **4**, 4, 483-494.
- WEISSERT H. & LINI A. (1991).— Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? *Controversies in modern geology; Evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. W. Mueller Daniel, A. McKenzie Judith & H. Weissert, Eds., London, United Kingdom, *Acad. Press*, 173-191.
- WEISSERT H., LINI A., FÖLLMI K. B. & KUHN O. (1998).— Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 3-4, 189-203.
- WEISSERT H. J., MCKENZIE J. A. & CHANNELL J. (1985).— Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. *The carbon cycle and atmospheric CO₂ (sub 2) ; natural variations archaean to present*. T. Sundquist Eric & S. Broecker Wallace, Eds., Washington, DC, United States, *American Geophysical Union*, **32**, 531-545.
- WHITE W. M. & DUNCAN R. A. (1995).— Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. In : isotope studies of crust-mantle evolution : an AGU monograph honoring M. Tatsumoto and G. Tilton, Ed. S. R. Hart and A. Basu, *in press*.
- WILKINSON B. H., OWEN R. M. & CARROLL A. R. (1985).— Submarine hydrothermal weathering, global eustasy and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, 171-183.
- ZGHAL I. (1994).— Etude microbiostratigraphique du Crétacé inférieur de la Tunisie du centre-ouest (région de Kasserine-Sbeitla et de Tadjerouine). *Thèse 3^e Cycle, Fac. Sci. Tunis*, 393 p.

ANNEXES

Voir pages suivantes

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

ANNEXE 3.- Tableau de comptage des échantillons de la séquence de dépôt BA3 du Pic de l'Oeillette.

794

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

[illegible]

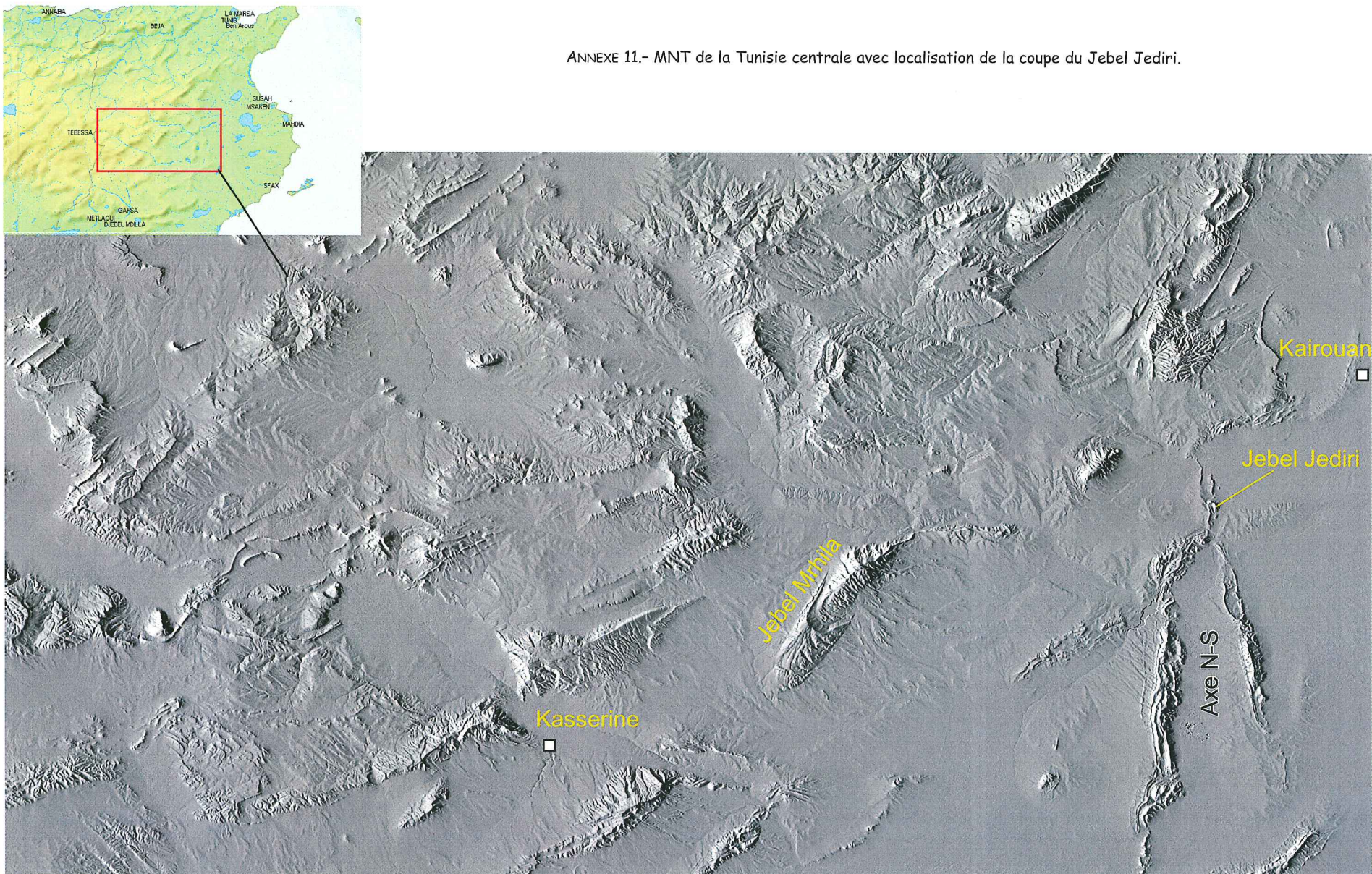
Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

	795.A	797.A	800.A	804.A	806.A	808.A	809.A	811.A	814.A	815.A	816.A	820.A	821.A	824.A	825.A	828.A	829.A	830.A	832.A	833.A	834.A	835.A	836.A	838.A	840.A	841.A
Li	0.557405	0.635223	1.390066	0.297503	0.327468	0.333983	0.255592	0.672974	0.611537	2.194906	1.692055	1.667775	0.031849	3.184731	1.140691	1.599783	3.079066	1.047261	2.65504	3.70379	1.404702	1.004519	0.555908	1.597405	0.156786	0.384404
Be	0	0	0.063017	0.081403	0	0	0	0	0.065241	0.169903	0.1216542	0	0	0	0.000024	0.16135	0.242333	0.005548	0.282939	0.166281	0.328071	0.197996	0.165282	0.002783	0.00048	0.371761
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	2439.5672	2492.0369	2759.0847	2290.9588	2357.3271	2150.3666	1994.1827	2390.4728	2680.1514	2843.3145	2555.3951	2710.7432	1998.1188	2420.0401	2255.5874	2192.878	2403.8788	2237.4228	2407.5518	1723.8694	2210.8622	2501.0521	2527.3075	1944.7049	2526.3466	1342.7409
Ca	40862.258	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928	40742.928
Sc	0.123275	0.137011	0.131544	0.038675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	248.2868	248.7456	237.6644	239.3445	254.0718	269.80738	233.8431	259.1307	242.659281	255.47278	247.61118	289.12802	386.01081	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196	386.18196
Cr	1.993841	2.506101	3.394182	1.269208	2.203149	1.867394	2.851325	2.4892	7.306891	526.6167	1563.3338	3.448984	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768	4.474768
Mn	83.373632	71.77352	92.571021	67.804081	55.323924	50.853025	43.038988	55.109622	73.427985	67.021982	52.93872	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572	73.017572
Fe	6.689146	6.603754	1.29425	6.659015	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566	6.611566
Ni	11.315725	11.594599	15.566859	11.268915	9.685242	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456	10.34456
Zn	4.835306	4.599839	7.92561	4.002529	1.218446	0.878193	0.785489	2.181522	1.147446	1.639063	1.052344	0.982327	1.784464	1.136033	1.039505	1.696188	1.089296	11.32966	13.03986	10.72907	12.143751	9.835956	9.826702	13.920969	10.34456	10.34456
Ge	0.028915	0	0.04262	0.031959	0.003833	0	0.031824	0.028433	0.023168	0.01387	0.05784	0.025399	0.045319	0.041354	0.035029	0.027632	0.027814	0.029031	0.016361	0.005371	0.008184	0.008184	0.01095	0.014481	0	0
As	0.429279	0.837506	3.830873	2.445601	0.865321	0.315123	0.400435	2.424964	9.924318	6.111233	3.87076	3.509877	3.519546	6.267716	2.931212	5.201873	5.290735	3.756304	5.433465	2.435445	4.980887	1.381054	24.142754	0.409115	1.326017	0
Br	0	0.018305	1.136628	0.00365	0.002555	0.039128	0.003653	0.04784	0.10167	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	0.301921	0.531637	1.404427	0.327854	0.179219	0.024867	0.133197	0.333497	1.818572	1.714764	1.14881	0.698738	0.27182	2.643291	1.122565	1.227788	1.695244	1.432135	1.925513	4.742677	3.810724	1.059248	0.993773	3.907714	0.321986	0.870141
Sr	217.0777	186.35132	270.97208	179.07592	209.0657	159.4467	151.18352	148.23353	178.65736	178.17628	171.59573	134.02355	161.89961	152.95589	137.55391	145.07353	139.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289	143.55289
Y	0.282713	1.449526	2.110301	1.082152	0.717532	0.738546	0.827161	1.054427	1.81175	1.402405	0.696365	1.546556	0.948733	1.582103	1.153456	1.263637	2.270528	1.253542	1.541111	2.309095	1.833762	2.131993	1.718943	1.598553	2.202508	0.159724
Zr	0.282713	1.449526	2.110301	1.082152	0.717532	0.738546	0.827161	1.054427	1.81175	1.402405	0.696365	1.546556	0.948733	1.582103	1.153456	1.263637	2.270528	1.253542	1.541111	2.309095	1.833762	2.131993	1.718943	1.598553	2.202508	0.159724
Nb	0.002169	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534
Mo	0.002169	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534
Pd	0.002169	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534	0.002534
Ag	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cd	0.117537	0.170184	0.174396	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537	0.117537
In	0.000415	0.001714	0.007655	0.004588	0.003355	0.00412	0.002446	0.013102	0.003942	0.020713	0.188948	0.055239	0.153091	1.115619	0.243079	0.122655	0.055625	0.180024	0.189166	0.087247	0.103208	0.16177	0.233034	0.31631	0.136664	0.233189
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sb	0.04854	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I	0.000651	0.071831	0.124135	0.050084	0	0.030393	0.502967	0.162777	0.25101	0.127272	0.118624	0.154908	0.084276	0.187905	0.107284	0.089526	0.204515	0.110037	0.006811	0.175686	0.087772	0.157938	0.146093	0.323143	0.429861	0.635224
Xe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cs	0.039194	0.028082	0.181219	0.031822	0.028756	0.042391	0.165023	0.050282	0.303665	0.150025	0.14179	0.091076	0.042914	0.315564	0.111845	0.144522	0.261169	0.148215	0.169592	0.477334	0.184775	0.51219	0.13126	0.114626	0.464878	0.040076
Ba	0.765472	0.70851	1.843942	1.017256	1.080244	0.85246	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344
La	1.606547	5.152851	7.706119	2.390242	0.853458	0.897582	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344
Ce	3.171786	5.152851	7.706119	2.390242	0.853458	0.897582	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344
Pr	0.451718	1.006141	2.390242	0.853458	0.897582	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344	0.859344
Nd	0.234848	0.520431	0.568933	0.201118	0.11134	0.12732	0.054048	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327	0.059327
Sm	0.05657	0.009827	0.11567	0.041017	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001
Eu	0.2311	0.009827	0.11567	0.041017	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001
Gd	0.2311	0.009827	0.11567	0.041017	0.029001	0.029001	0.029001	0.029001	0																	

Géologie Alpine, 2005, Mémoire H. S. n°45

ANNEXE 11.- MNT de la Tunisie centrale avec localisation de la coupe du Jebel Jediri.



Echantillon	RV	d13Cc	d13Cc (RV)	d18Om	d18Om	d18Oc (RV)
		PDB	PDB		PDB	PDB
589.A		-7,8660	-7,8760		-7,6250	-7,4252
588.B	2805	-4,1360	-3,5750	9,7360	-8,2770	-6,8745
587.A	3030	-4,0220	-4,0220	9,7410	-8,2730	-8,2730
586.A	3110	-7,6090	-7,6070	9,1640	-8,8320	-8,8270
584.A	3100	-7,3370	-7,3390	9,4310	-8,5700	-8,5750
583.A	2780	-2,5670	-2,6310	10,1520	-7,8720	-8,0320
583.A		-0,7220	-0,7320		-4,7600	-4,5451
582.A		0,6390	0,6290		-6,2640	-6,0570
581.A		-1,2180	-1,2280		-6,1700	-5,9625
579.A	2795	-1,8390	-1,2798	10,0130	-8,0090	-6,6109
576.A		-0,9770	-0,9870		-6,9380	-6,7346
574.A	2445	-2,0110	-1,5219	10,0640	-7,9600	-6,7373
573.A		-0,8850	-0,8950		-7,3090	-7,1075
572.A		-0,3880	-0,3980		-6,5370	-6,3314
569.A	2725	-0,5810	-0,0360	10,5150	-7,5190	-6,1565
565.A		-2,0330	-2,0430		-7,1810	-6,9788
564.B	2445	-2,1380	-1,6486	10,3820	-7,6470	-6,4235
563.D		-4,4100	-4,4200		-7,0640	-6,8612
563.B		0,4500	0,4400		-5,3750	-5,1633
562.A		-0,2190	-0,2290		-5,8260	-5,6167
561.A	2435	0,4400	0,9273	12,8420	-5,2340	-4,0157
560.A		-0,8690	-0,8790		-5,3830	-5,1714
559.C		-1,5720	-1,5820		-5,5010	-5,2900
559.A	2415	-0,4590	0,0240	11,7300	-6,3250	-5,1175
558.B		-2,3220	-2,3320		-6,8120	-6,6079
558.A		-1,0330	-1,0430		-6,4430	-6,2370
557.A		-2,2360	-2,2460		-6,3740	-6,1676
556.A	2425	-0,4530	0,0320	11,2010	-6,8440	-5,6314
556.B		-0,2080	-0,2180		-5,5750	-5,3644
555.B	2550	-0,4290	-0,4260	11,6880	-6,3660	-6,3585
555.A	2535	-0,0100	0,4971	12,1000	-5,9610	-4,6933
553.A		-0,4440	-0,4540		-4,8610	-4,6466
550.A	2510	0,2900	0,2950	11,9325	-6,1270	-6,1145
549.C	2485	0,7020	0,7020	13,2390	-4,8440	-4,8440
549.B	2485	0,8600	0,8620	13,0030	-5,0760	-5,0710
549.A	2475	0,7780	1,2735	12,7380	-5,3370	-4,0983
547.C	2395	0,7520	0,7360	12,8620	-5,2150	-5,2550
547.B	2380	-1,1280	-1,1310	11,3690	-6,6790	-6,6865
547.A	2355	0,6380	0,6330	12,3700	-5,6980	-5,7105

d13C_C - valeur de d13C corrigée (correction de Craig et correction instrumentale)

d18Om - valeur de d18O mesurée

d13Cc (RV) - valeur de d13C corrigée (correction de Craig, correction instrumentale et par rapport à RV)

d18Oc (RV) - valeur de d18O corrigée par rapport à RV

ANNEXE 12.- Analyses des isotopes stables (O/C) de la séquence BA3 des Gorges du Nan.

Analyses à l'ENS de Lyon

Ech	d 13Cc (PDB)	d 13Cc (RV) (PDB)	d 18Om (PDB)	d 18Oc (RV) (PDB)
845.A	1,991	1,981	-4,964	-4,75016028
844.A	1,77	1,76	-5,248	-5,03565696
841.A	2,157	2,147	-3,963	-3,74388501
840.A	2,234	2,224	-4,855	-4,64058585
839.A	1,966	1,966	-5,237	-5,237
837.A	1,678	1,678	-4,519	-4,519
836.A	2,543	2,543	-4,239	-4,239
835.A	3,004	2,994	-3,291	-3,06834357
833.A	2,94	2,93	-3,26	-3,0371802
831.A	2,683	2,683	-4,795	-4,795
830.A	2,705	2,695	-4,023	-3,80420121
828.A	2,791	2,781	-3,742	-3,52172034
826.A	2,88	2,87	-3,888	-3,66848976
825.A	2,926	2,916	-4,274	-4,05652398
824.A	2,729	2,729	-4,067	-4,067
821.A	2,89	2,88	-4,008	-3,78912216
819.A	2,619	2,619	-4,253	-4,253
816.A	3,013	3,003	-3,468	-3,24627636
816.A	2,654	2,654	-4,727	-3,197
815.A	2,858	2,848	-3,591	-3,36992457
814.A	2,3	2,896	-4,029	-2,539
813.A	2,784	2,774	-3,374	-3,15178098
812.A	2,397	2,399	-4,654	-4,649
811.A	2,993	2,983	-3,079	-2,85522633
809.A	2,763	2,753	-3,86	-3,6403422
808.A	2,763	2,753	-3,586	-3,36489822
806.A	2,494	2,484	-3,426	-3,20405502
804.A	2,688	2,678	-4,2	-3,982134
802.A	2,727	2,727	-4,463	-4,463
800.A	1,768	1,758	-4,23	-4,0122921
797.A	2,461	2,451	-3,509	-3,28749243
795.A	2,747	2,737	-3,399	-3,17691273
794.A	2,396	2,3958	-4,313	-4,3128
770.A	1,338	1,3379	-6,283	-6,2829

Analyses à Karlsruhe (Allemagne)

789	1,09755	-5,09357
783	1,468	-4,61017
782	0,239515	-5,79613
778	0,947458	-5,50362
774	2,12818	-3,83988
766	2,28264	-3,03493
760	2,59781	-2,94128
758	2,29143	-3,49299
755	2,33746	-3,30659
749	1,69599	-3,905
744	2,04522	-4,28127

d13Cc - valeur de d13C corrigée (correction de Craig et correction instrumentale)

d18Om - valeur de d18O mesurée

d13Cc (RV) - valeur de d13C corrigé (correction de Craig, correction instrumentale et par rapport à RV)

d18Oc (RV) - valeur de d18O corrigée par rapport à RV

ANNEXE 13.- Analyses des isotopes stables (O/C) des échantillons de l'intervalle des CIO des Gorges du Nan.

Ech	RV	d13Cc	d13Cc (Rv)	d18Om	d18Oc (Rv)
		PDB	PDB	PDB	PDB
229E-M	690	5,378	-3,305	13,873	-4,212
229F-M	700	4,178	-4,584	14,164	-3,923
229F-M'	700	7,452	-1,128	14,441	-3,658
229H-M	700	8,406	-0,044	12,205	-5,859
229R-M	715	9,528	1,135	12,497	-5,574
229K-M	720	8,198	-0,258	12,016	-6,045
229MR	725	9,078	0,668	12,2	-5,866
229Mspt	725	8,92	0,481	12,798	-5,277
229MG	745	9,083	0,66	12,602	-5,471
231dst	760	8,689	0,209	13,594	-4,494
230ispt	755	4,818	-3,792	10,734	-7,298
231dM	770	6,92	-1,654	13,307	-4,772
230iM	770	6,301	-2,297	12,952	-5,12
230HM	785	6,743	-1,815	12,513	-5,552
230Hspt	795	5,728	-2,842	11,109	-6,93
230EM	850	7,157	-1,357	11,961	-6,095
230GM	870	7,076	-1,45	12,187	-5,873
230DM	870	7,332	-1,187	12,408	-5,657
228EM	980	8,639	0,209	12,039	-6,022
228FM	985	8,786	0,37	11,858	-6,2
228GM	985	8,719	0,308	11,609	-6,446
227Bm'	985	9,489	1,073	13,11	-4,971

d13Cc - valeur de d13C corrigée (correction de Craig et correction instrumentale)

d18Om - valeur de d18O mesurée

d13Cc (RV) - valeur de d13C corrigé (correction de Craig, correction instrumentale et par rapport à RV)










d18Oc (RV) - valeur de d18O corrigée par rapport à RV

ANNEXE 14.- Analyses des isotopes stables (O/C) des échantillons du sommet de la séquence BA5 du Balcon des Ecouges.







Analyses à Karlsruhe (Allemagne)			
	Ech	d13C (PDB)	d18O (PDB)
Coupe de Jebel Jediri	1	-2,47	-4,21
	3	-0,18	-4,78
	5	0,0308194	-0,198795
	7	2,54733	-2,59405
	8	0,818458	-2,28254
	9	3,13337	-2,05667
	10	0,0976467	-2,19477
	11	2,89	-1,88
	14	2,12	-5,37
	31	0,81	-5,18
	17	2,14062	-3,58874
	20	0,771727	-3,48418
	23	1,5388	-3,61466
	24	1,20344	-3,7315
	27	3,67167	-1,55117
	35	1,73109	-3,3383
	36	0,709892	-3,52876
Coupe d'Organya	120-3	1,83469	-4,037
	121-0	-0,356479	-5,09792
	122	3,00319	-3,20166
	123-1	1,42435	-4,92519
	124B-BIS	3,11776	-3,86398
	123-6	2,71	-2,93
	124-4	2,48	-3,06
	120-2	0,69	-4,12
	123-ABIS	2,61	-5,92
	123-3	1,81	-4,37
	123Y-BIS	2,86	-3,39
	123A	1,7	-4,63
	120B	1,01	-7,02

ANNEXE 15.- Analyses des isotopes stables (O/C) des échantillons des coupes d'Organya et du Jebel Jediri.




Surfaces :

-  Surface ravinante (surface érosive)
-  Limite de séquence de dépôt prouvée
-  Limite de séquence de dépôt supposée
-  Limite de paraséquence prouvée
-  Limite de paraséquence supposée
-  *mfs (maximum flooding surface)* prouvée
-  *mfs (maximum flooding surface)* supposée
-  *mfs relative (de paraséquence)* prouvée
-  *mfs relative (de paraséquence)* supposée




Faune et flore:

-  Rudistes
-  Rudistes coloniaux
-  Coraux
-  Charophytes
-  Algues vertes
-  Oursins (Echinodermes)
-  Gastéropodes
-  Orbitolines

Grains non biologiques:

-  Oncolites
-  Ooides (oolites)
-  Pelloïdes

Stratifications

-  Stratifications entrecroisées
-  Stratifications planes
-  Stratifications obliques

ANNEXE 16.- Légende commune des figures.

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET ANNEXES

Fig. 1.– Les affleurements de calcaires urgoniens dans le Vercors septentrional et la Chartreuse.....	p. 7
Fig. 2.– Zonation d'ammonites et stratigraphie séquentielle des calcaires urgoniens dans les massifs subalpins septentrionaux.....	p. 8
Fig. 3.– Principe de la méthode de comptage de la faune et de la flore.....	p. 11
Fig. 4.– Répartition des différentes familles de faciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée du Crétacé inférieur, d'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1993].....	p. 12
Fig. 5.– Représentation schématique d'une séquence de dépôt selon le modèle de stratigraphie séquentielle de Vail <i>et al.</i> [1977a].....	p. 13
Fig. 6.– Variation temporelle des compositions isotopiques (O/C) et des compositions minéralogiques des carbonates en fonction des variations du niveau de la mer.....	p. 15
Fig. 7.– Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques [modifié d'après Moore, 1989].....	p. 16
Fig. 8.– Cimentation en milieu marin: <i>grainstone</i> oolitique et ciment fibreux isopaque autour des grains [Moore, 1991].....	p. 16
Fig. 9.– Différents types de cimentations dans la zone vadose d'après Moore [1989].....	p. 17
Fig. 10.– Ciment calcitique en mosaïque dans un faciès oolitique d'après Moore [2001].	p. 17
Fig. 11.– Diagramme de la distribution des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène de quelques carbonates et ciments avec les facteurs qui contrôlent cette distribution.....	p. 20
Fig. 12.– Diagramme des niveaux d'énergie nucléaire et des particules émises lors de la désintégration du Bismuth-212 en thallium-208.....	p. 23
Fig. 13.– Spectre d'émission des rayons gamma des principaux minéraux radioactifs.....	p. 24
Fig. 14.– Chaîne de désintégration du ^{40}K , modifié d'après Ivanovich <i>et al.</i> [1982].....	p. 24
Fig. 15.– Série de désintégration du Thorium, modifié d'après Evans [1955].....	p. 25
Fig. 16.– Série de désintégration de l'uranium-238, modifié d'après Evans [1955].....	p. 27
Fig. 17.– Principe du compteur à scintillation (scintillomètre) d'après Desbrand [1968].....	p. 29
Fig. 18.– Principe du Gamma-Ray total d'après Serra [1979].....	p. 30
Fig. 19.– Localisation des coupes étudiées pour la séquence de dépôt BA3.....	p. 32
Fig. 20.– Définition et distribution des différents faciès de la séquence de dépôt BA3 sur un profil théorique de plate-forme.....	p. 34
Fig. 21.– Faciès de plate-forme externe (familles de faciès F3 et F4).....	p. 36
Fig. 22.– Faciès de bordure de plate-forme et de la partie supérieure du talus externe (familles de faciès F5 et F6).....	p. 37
Fig. 23.– Faciès de plate-forme interne à coraux (famille de faciès F7).....	p. 38
Fig. 24.– Faciès de lagon (familles de faciès F8, F9 et F10).....	p. 24
Fig. 25.– Faciès du domaine margino-littoral (familles de faciès F11 et F12).....	p. 40
Fig. 26.– Aperçu général de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe des Gorges du Nan.....	p. 42
Fig. 27.– Evolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe des Gorges du Nan.....	p. 44
Fig. 28.– Organisation des faciès au sein des paraséquences de la séquence de dépôt BA3 de la coupe des Gorges du Nan.....	p. 45
Fig. 29.– Isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la séquence de dépôt BA3 de la coupe des Gorges du Nan.....	p. 48
Fig. 30.– Évolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe des Gorges du Frou.....	p. 50
Fig. 31.– Évolution des faciès, des assemblages de faunes et découpage séquentiel de la séquence de dépôt BA3 dans la coupe du Pic de l'Oeillette.....	p. 51
Fig. 32.– Corrélation de la séquence de dépôt BA3 entre les coupes des Gorges du Nan, Pic de l'Oeillette et Gorges du Frou.....	p. 55
Fig. 33.– Étude faciologique et analyse séquentielle de la coupe de La Lance 1.....	p. 57
Fig. 34.– Corrélation de la séquence BA3 entre les coupes de La Lance (Jura Suisse) et des Gorges du Nan (Vercors septentrional).....	p. 58
Fig. 35.– Étude faciologique et analyse séquentielle de la coupe de Buttes 1 (Jura suisse).....	p. 61
Fig. 36.– Les principaux accidents tectoniques ayant contrôlé la sédimentation des calcaires urgoniens.....	p. 63
Fig. 37.– Localisation des coupes étudiées pour l'intervalle des couches inférieures à orbitolines.....	p. 66

Fig. 38.– Affleurement des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Nan.....	p. 68
Fig. 39.– Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Nan.....	p. 69
Fig. 40.– Affleurement des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou.....	p. 70
Fig. 41.– Evolution de la taille des oolites dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou, modifié d'après Peza [2002].....	p. 73
Fig. 42.– Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines aux Gorges du Frou.....	p. 74
Fig. 43.– Anomalies diagénétiques aux environs de la limite de séquence SbA1 dans la coupe du Balcon des Ecouges.....	p. 75
Fig. 44.– Différents types de ciments dans les niveaux poreux situés en-dessous de la limite de séquence SbA1 au Balcon des Ecouges.....	p. 76
Fig. 45.– Diagramme schématique montrant les variations des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans les différents environnements diagénétiques.....	p. 76
Fig. 46.– Affleurement des couches inférieures à orbitolines au Balcon des Ecouges.....	p. 79
Fig. 47.– Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines au Balcon des Ecouges.....	p. 80
Fig. 48.– Diagramme d'évolution des assemblages de faunes et analyse séquentielle de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Fogés.....	p. 81
Fig. 49.– Critères de corrélation de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines dans les massifs subalpins septentrionaux.....	p. 82
Fig. 50.– Corrélation des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Fogés, Balcon des Ecouges, Gorges du Nan et Gorges du Frou.....	p. 83
Fig. 51.– Localisation de la coupe étudiée du Jebel Jediri (Tunisie).....	p. 84
Fig. 52.– Aperçu général de l'affleurement du Jebel Jediri, modifié d'après M'Rabet [1981].....	p. 86
Fig. 53.– Organisation générale des faciès et principales discontinuités dans la coupe du Jebel Jediri.....	p. 89
Fig. 54.– Situation du Bassin d'Organya dans la nappe de charriage de Boixols d'après le profil ECORS.....	p. 91
Fig. 55.– Diagramme d'évolution des assemblages de faunes (d'après Bernaus, 1998) et analyse séquentielle de la séquence OR-4 dans la coupe d'Organya.....	p. 93
Fig. 56.– Évolution des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la coupe stratotypique du Bédoulien à Cassis - La Bédoule, d'après Kuhnt <i>et al.</i> [1998].....	p. 94
Fig. 57.– Corrélation des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone entre la coupe de la Bédoule et les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 97
Fig. 58.– Corrélation entre la coupe de la Bédoule et la coupe de la partie inférieure de la formation Serdj au Jebel Jediri.....	p. 98
Fig. 59.– Corrélation des courbes des isotopes stables de l'oxygène et du carbone entre la coupe de la Bédoule et la coupe d'Organya.....	p. 99
Fig. 60.– Évolution de la radioactivité gamma dans la séquence BA3 des Gorges du Nan.....	p. 103
Fig. 61.– Évolution de la radioactivité gamma dans la séquence BA3 des Gorges du Frou.....	p. 104
Fig. 62.– Évolution de la radioactivité dans la séquence BA3 du Pic de l'Oeillette.....	p. 106
Fig. 63.– Corrélations des enregistrements gamma-ray entre les coupes des Gorges du Nan, Gorges du Frou et Pic de l'Oeillette.....	p. 107
Fig. 64.– Évolution de la radioactivité dans la coupe de la Lance 1.....	p. 109
Fig. 65.– Évolution de la radioactivité dans la coupe de Buttes 1.....	p. 110
Fig. 66.– Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 111
Fig. 67.– Évolution de la radioactivité dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Frou.....	p. 112
Fig. 68.– Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines du Balcon des Ecouges.....	p. 113
Fig. 69.– Évolution de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines de la coupe des Fogés.....	p. 114
Fig. 70.– Corrélation des réponses gamma-ray de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Gorges du Frou, Gorges du Nan, Balcon des Ecouges et Les Fogés.....	p. 117
Fig. 71.– Évolution de la radioactivité dans la coupe du Jebel Jediri.....	p. 118
Fig. 72.– Évolution de la radioactivité dans la séquence OR-4 de la coupe d'Organya.....	p. 119
Fig. 73.– Courbes montrant la relation entre l'activité de ^{238}U calculée à partir des mesures ICP-MS et celles de deux de ses isotopes fils (^{214}Bi et ^{214}Pb).....	p. 120
Fig. 74.– Courbes montrant la relation entre les activités du ^{231}Th mesurées par spectrométrie gamma à bas bruits de fonds et celles de ^{235}U calculée à partir des mesures ICP-MS.....	p. 120
Fig. 75.– Courbes montrant la relation entre l'activité de ^{232}Th calculée à partir des mesures ICP-MS et celles de ces isotopes fils (^{228}Ac , ^{212}Bi et ^{212}Pb) mesurées par spectrométrie gamma.....	p. 123

Fig. 76.– Correspondance entre les activités de l'uranium, thorium et potassium mesurées en spectrométrie gamma à bas bruit de fond et la courbe gamma-ray au sommet de la séquence BA5 au Balcon de Écouges.....	p. 124
Fig. 77.– Correspondance entre les activités de l'uranium, thorium et potassium et les faciès dans les carbonates urgoniens des Gorges du Nan.....	p. 126
Fig. 78.– Corrélation entre les spectres du potassium, thorium et uranium obtenus par ICP-MS et la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable dans la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Nan.....	p. 127
Fig. 79.– Correspondance entre les spectres des teneurs en K, Th, et U, la courbe gamma-ray et l'abondance des fragments d'échinodermes dans la séquence BA3 des Gorges du Nan.....	p. 129
Fig. 80.– Corrélation entre l'abondance des fragments d'échinodermes et les variations de la courbe gamma ray dans la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Frou et du Pic de l'Oeillette.....	p. 130
Fig. 81.– Résultats des analyses isotopiques en spectrométrie gamma à bas bruit de fond des échantillons provenant de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 131
Fig. 82.– Corrélation entre les spectres du potassium, thorium et uranium obtenus par ICP-MS et la courbe gamma-ray enregistrée à l'aide du scintillomètre portable dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 132
Fig. 83.– Corrélations des spectres du potassium (K), thorium (Th) et uranium (U) de l'intervalle des couches inférieures à orbitolines entre les coupes des Gorges du Nan et Gorges du Frou.....	p. 133
Fig. 84.– Correspondance entre les spectres des teneurs en K, Th, et U, la courbe gamma-ray et l'abondance des fragments d'échinodermes dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 134
Fig. 85.– Correspondance entre les spectres des teneurs en K, Th, et U, la courbe gamma-ray et l'abondance des fragments d'échinodermes dans l'intervalle des couches inférieures à orbitolines de la coupe du Frou.....	p. 135
Tableau 1.– Abondance et radiation gamma relative des principaux éléments radioactifs naturels [Rabaute, 1998].....	p. 25
Tableau 2.– Résultats des analyses en spectrométrie gamma à bas bruits de fond des échantillons de calcaires urgoniens.....	p. 122
Annexe 1.– Tableau de comptage pour la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Nan.....	p. 144
Annexe 2.– Tableau de comptage pour la séquence de dépôt BA3 des Gorges du Frou.....	p. 145
Annexe 3.– Tableau de comptage pour la séquence de dépôt BA3 du Pic de l'Oeillette.....	p. 146
Annexe 4.– Tableau de comptage pour les CIO aux Gorges du Nan.....	p. 147
Annexe 5.– Tableau de comptage pour les CIO aux Gorges du Frou.....	p. 148
Annexe 6.– Tableau de comptage pour les CIO du Balcon des Ecouges.....	p. 149
Annexe 7.– Tableau de comptage pour les CIO des Fogés.....	p. 150
Annexe 8.– Résultats des analyses ICP-M pour la séquence de dépôt BA3 aux Gorges du Nan.....	p. 151
Annexe 9.– Résultats des analyses ICP-MS pour l'intervalle des CIO au Gorges du Nan.....	p. 152
Annexe 10.– Résultats des analyses ICP-MS pour l'intervalle des CIO au Frou.....	p. 153
Annexe 11.– MNT de la Tunisie centrale avec localisation de la coupe du Jebel Jediri.....	p. 154
Annexe 12.– Analyses des isotopes stables (O/C) de la séquence BA3 des Gorges du Nan.....	p. 155
Annexe 13.– Analyses des isotopes stables (O/C) de l'intervalle des CIO des Gorges du Nan.....	p. 156
Annexe 14.– Analyses des isotopes stables (O/C) du sommet de la séquence BA5 au Balcon des Écouges.....	p. 157
Annexe 15.– Analyses des isotopes stables (O/C) des coupes d'Organya et Jebel Jediri.....	p. 158
Annexe 16.– Légende commune des figures.....	p. 159

SOMMAIRE

PREMIÈRE PARTIE.....	p. 5
CHAPITRE 1, INTRODUCTION.....	p. 5
1. Objectifs.....	p. 5
2. Introduction générale.....	p. 5
3. Les carbonates urgoniens des massifs subalpins septentrionaux.....	p. 6
3.1. Les principaux affleurements des Calcaires urgoniens dans le Vercors et la Chartreuse.....	p. 7
3.2. Datation et stratigraphie séquentielle.....	p. 8
CHAPITRE 2, MÉTHODES D'ÉTUDES.....	p. 10
1. Etude sédimentologique.....	p. 10
1.1. Description des faciès.....	p. 10
1.2. Etude en laboratoire.....	p. 10
2. Stratigraphie séquentielle dans les carbonates de plate-forme.....	p. 13
3. Etude diagénétique des carbonates.....	p. 14
3.1. Les facteurs qui contrôlent la minéralogie et la diagenèse des carbonates.....	p. 14
3.2. Les principaux environnements diagénétiques des carbonates en domaines tropicaux.....	p. 16
4. Etude isotopique.....	p. 18
4.1. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone (O/C).....	p. 18
4.2. Apport des techniques d'analyse des isotopes stables (O/C).....	p. 19
4.3. Méthode d'analyse.....	p. 20
4.4. Les corrections.....	p. 22
4.5. Les isotopes radioactifs.....	p. 22
DEUXIÈME PARTIE, RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS.....	p. 31
CHAPITRE 1, LA SÉQUENCE DE DÉPÔT BA3.....	p. 33
1. Introduction.....	p. 33
2. Faciès de la séquence BA3.....	p. 33
2.1. La granulométrie.....	p. 33
2.2. Nature de la phase de liaison.....	p. 33
2.3. Le contenu fossilifère.....	p. 35
2.4. Faciès de plate-forme externe (étage circalittoral).....	p. 35
2.5. Faciès de bordure de plate-forme et de la partie supérieure du talus externe (faciès F5 et F6).....	p. 35
2.6. Faciès de plate-forme interne.....	p. 35
2.7. Les faciès du domaine margino-littoral.....	p. 38
3. Analyse quantitative de la faune et de la flore.....	p. 41
4. Coupe de référence des Gorges du Nan.....	p. 41
4.1. Aspect général de l'affleurement.....	p. 43
4.2. La limite de séquence SbB3.....	p. 43
4.3. L'intervalle transgressif.....	p. 43
4.4. Le prisme de haut niveau.....	p. 46
4.5. La limite de séquence SbB4.....	p. 46
4.6. Comptage de faune et analyse séquentielle.....	p. 46
4.7. Isotopes stables de l'oxygène et du carbone.....	p. 47
5. Coupe des Gorges du Frou.....	p. 49
5.1. Étude faciologique.....	p. 49
5.2. Comptage de faune et découpage en paraséquences.....	p. 49
6. Coupe du Pic de l'Ouillette.....	p. 52
6.1. Étude faciologique.....	p. 52
6.2. Comptage de faune et analyse séquentielle.....	p. 53
7. Corrélation entre les coupes des Gorges du Nan, des Gorges du Frou et du Pic de l'Ouillette.....	p. 53
8. Les coupes du Jura Suisse (région de Neuchâtel).....	p. 54
8.1. Description historique des unités lithostratigraphiques de l'intervalle Hauterivien-Barrémien.....	p. 54
8.2. Coupe de la Lance 1.....	p. 56
8.3. Coupe de Buttes 1.....	p. 60

9. Conclusion.....	p. 62
CHAPITRE 2, LES COUCHES INFÉRIEURES À ORBITOLINES (CIO).....	p. 65
1. Introduction.....	p. 65
2. Analyse quantitative de la faune et de la flore.....	p. 65
2.1. Assemblage caractéristique du domaine circalittoral.....	p. 65
2.2. Assemblage caractéristique de la partie inférieure du talus externe.....	p. 67
2.3. Assemblage caractéristiques de la partie supérieure du talus externe.....	p. 67
2.4. Assemblages caractéristiques des milieux de plate-forme interne.....	p. 67
2.5. Assemblage caractéristique du domaine margino-littoral.....	p. 67
3. Coupe des Gorges du Nan.....	p. 67
3.1. Description de la coupe et analyse faciologique.....	p. 71
3.2. Analyse séquentielle.....	p. 71
4. Coupe des Gorges du Frou.....	p. 71
4.1. Description de la coupe et analyse faciologique.....	p. 72
4.2. Comptage de faunes et analyse séquentielle.....	p. 72
5. Coupe du Balcon des Écouges.....	p. 77
5.1. La limite de séquence de dépôt SbA1.....	p. 77
5.2. Anomalies diagénétiques associées à la limite de séquence SbA1.....	p. 77
5.3. L'intervalle des couches inférieures à orbitolines.....	p. 77
6. Coupe des Fogés (Pas de l'Escalier).....	p. 78
6.1 Description de la coupe et étude faciologique.....	p. 78
6.2. Comptage de faune et analyse séquentielle.....	p. 78
7. Corrélation des couches inférieures à orbitolines.....	p. 85
8. Coupe de Jebel Jediri.....	p. 85
8.1. Cadre géographique.....	p. 85
8.2. Cadre structural.....	p. 85
8.3. Cadre stratigraphique.....	p. 86
8.4. Description de la coupe et analyse séquentielle.....	p. 90
9. Coupe d'Organya.....	p. 91
9.1. Cadre géographique.....	p. 91
9.2. Cadre structural.....	p. 91
9.3. Cadre stratigraphique.....	p. 91
9.4. Description de la coupe et analyse séquentielle.....	p. 92
9.5. L'intervalle anoxique.....	p. 95
10. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone et le problème de la datation des couches inférieures à orbitolines.....	p. 95
10.1. Commentaires sur les courbes isotopiques de la coupe stratotypique du Bédoulien.....	p. 95
10.2. Comparaison avec les couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nan.....	p. 96
10.3. Comparaison avec la coupe du Jebel Jediri en Tunisie centrale.....	p. 96
10.4. Comparaison avec l'intervalle anoxique de la coupe d'Organya (Espagne).....	p. 100
11. Conclusion.....	p. 100
CHAPITRE 3, LA RADIOACTIVITÉ GAMMA DANS LES CARBONATES.....	p. 102
1. Introduction.....	p. 102
2. Mesure de la radioactivité totale à l'aide du scintillomètre portable.....	p. 102
2.1. La radioactivité gamma dans la séquence de dépôt BA3.....	p. 102
2.2. La radioactivité gamma dans les couches inférieures à orbitolines.....	p. 108
3. Analyses en spectrométrie gamma à bas bruit de fond.....	p. 121
3.1. Introduction.....	p. 121
3.2. Résultats et interprétations.....	p. 121
4.- Origine de la radioactivité gamma dans les carbonates.....	p. 125
4.1. Origine de la radioactivité au sommet du HST de la séquence BA5 au Balcon des Écouges.....	p. 125
4.2. Origine de la radioactivité dans la séquence de dépôt BA3.....	p. 125
4.3. Origine de la radioactivité dans les couches inférieures à orbitolines.....	p. 131
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	p. 137
Liste des figures, tableaux et annexes.....	p. 144

